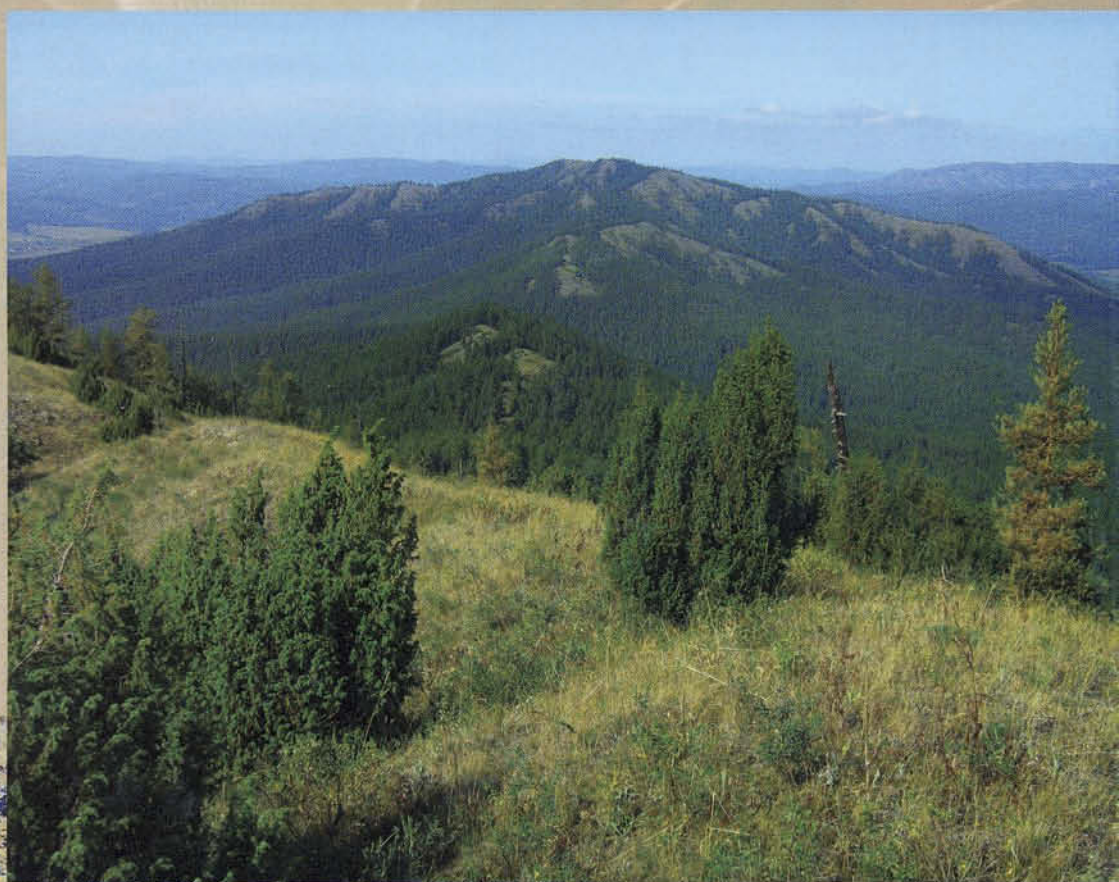


Д. Е. Савельев, В. И. Сначев, Е. Н. Савельева, Е. А. Бажин

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ И ХРОМИТОНОСНОСТЬ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО УРАЛА



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уфимский научный центр
Институт геологии

Д. Е. Савельев, В. И. Сначев, Е. Н. Савельева, Е. А. Бажин

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ
И ХРОМИТОНОСНОСТЬ
ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ
ЮЖНОГО УРАЛА

Уфа — 2008

УДК 553.3(234.853)

ББК 26.341(235.55)

Г35

*Работа выполнена при финансовой поддержке
Проекта № 06-05-96906 РФФИ-Поволжье
«Разработка поисковых критериев и оценка хромитонности
гипербазитовых массивов Крака
(Республика Башкортостан)»*

**Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов
Г35 Южного Урала** / Д.Е. Савельев, В.И. Сначев, Е.Н. Савельева, Е.А. Бажин. — Уфа:
ДизайнПолиграфСервис, 2008. — 320 с.: ил. (174); табл. (55). + Прил. (23). Библиогр.
(258 назв.).

ISBN 978-5-94423-163-5

Монография посвящена проблеме образования хромитового оруденения в гипербазитовых массивах Южного Урала. На основе изучения геологических, петрографических и петрогеохимических особенностей пород установлена степень деплетированности массивов, геодинамическая обстановка их формирования. В книге прослежено развитие взглядов на генезис хромитов, рассмотрены вопросы об источнике рудного вещества, механизме образования рудных тел, роли флюидов в процессе мобилизации хромитов, тектонометаморфической дифференциации вещества в мантийных и коровых условиях; показано значение структур «будинаж» в локализации оруденения, предложен вариант типизации хромитопоявлений в альпинотипных гипербазитах Южного Урала. Авторами разработана реститовометаморфогенная модель хромитообразования в гипербазитовых массивах. Показано, что механизм ее реализации обусловлен двумя главными факторами — частичным плавлением мантийных перидотитов, в результате чего происходит мобилизация хрома из силикатной формы в окисную, и метаморфической дифференциацией гипербазитов в ходе вязкопластического течения, ответственной за концентрацию новообразованных рудных минералов в индивидуализированные тела. Монография представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся офиолитами и проблемой их рудоносности.

УДК 553.3(234.853)

ББК 26.341(235.55)

Ответственный редактор
доктор геол. минер. наук В. И. Сначев

Рецензенты:
академик АН РБ Т. Т. Казанцева,
канд. геол. минер. наук Т. Н. Сурин

*Рекомендовано к изданию Ученым Советом
Института геологии Уфимского научного центра РАН
(протокол № 6 от 23 мая 2008 г.)*

ISBN 978-5-94423-163-5

© Д. Е. Савельев, В. И. Сначев,
Е. Н. Савельева, Е. А. Бажин, 2008
© Институт геологии УНЦ РАН, 2008

*«... Кто думает, что он знает что-нибудь,
тот ничего еще не знает так, как должно
знать...»*

*(1 Кор., 8, 2)**

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая Вашему вниманию работа посвящена актуальной с практической и научной точек зрения проблеме хромитоносности Южного Урала и генезиса хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах. Работа является результатом исследований гипербазитовых массивов Южного Урала, проведенных сотрудниками Лаборатории рудных месторождений Института геологии Уфимского научного центра РАН в период с 1994 по 2007 годы. В основу монографии положен фактический материал, полученный авторами в результате выполнения ряда хозяйственных и бюджетных тем «Прогнозная оценка хромитоносности массивов Крака» (1993–2000 гг.), «Рудоносность северной части зоны Уралтау» (1999–2003 гг.), «Петрология и рудоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала» (2001–2005 гг.), при непосредственном участии в изучении хромитоносности лицензированных участков массивов Крака (Апшакской, Хамитовской, Ключевской, Мало-Башартовской площадей) совместно с ОАО «Башкиргеология», ООО «ГДК Хром», ООО «Уралметаллкомплект», ООО «Восток», а также в процессе геологического доизучения ряда листов М 1:200 000 (N-40-XVII; N-41-I, N-41-XIII, N-41-VII, N-41-II) в тесном контакте с ОАО «Челябинскгеосъемка» и ООО «Геопоиск».

В период полевых работ наиболее детально были изучены массивы Крака, Таловский и Миндякский, в пределах которых было проведено геологическое картирование в масштабе от М 1:200 000 до М 1:50 000. Отдельные площади массивов Крака (Саксей-Ключевская, Апшакская, Мало-Башартовская) нами закартированы в более крупном масштабе (М 1:25 000 и М 1:10 000). Маршрутные пересечения с различной степенью детальности пройдены на большинстве массивов Южного Урала: Нуралинском, Калканском, Байгускаровском, Хабарнинском, Халиловском, Присакмарском, Катралинском, Акзигитовском, Татищевском, Варшавском, Верблюжьегорском, Аминевском, Сахаринском, Бикилярском, Касаргинском, Муслюмовском, Куликовском, Юшкадинском,

Бирсинском, Малковском, Казбаевском и ряде более мелких.

На массивах проводилось изучение коренных выходов гипербазитов и, насколько позволяла сохранность и обнаженность, — исследования хромитопроявлений. Данные о строении и вещественном составе Кемпирсайского массива и месторождений хромитов в его пределах, приводимые в работе, являются компилятивными. Они представляют собой результат обобщения и анализа фактического материала, содержащегося в большом количестве публикаций, посвященных этому уникальному офиолитовому комплексу. Большая часть материалов заимствована из работ В.П. Логинова, А.Г. Бетехтина, Г.А. Соколова, Н.В. Павлова, Г.Г. Кравченко, И.И. Григорьевой-Чупрыниной, С.В. Москалёвой, А.А. Непомнящего, Б.П. Бачина, Т.А. Смирновой, В.И. Сегаловича, М.Ф. Шульгина, Е.П. Степанова, В.В. Родионова, Л.И. Колотилова, Г.П. Самсонова, Д.С. Штейнберга, И.С. Чашухина, И.А. Малахова и других.

Аналитическая база монографии включает авторский и заимствованный фактический материал. Собственные петрогеохимические данные представлены 700 силикатными и атомно-абсорбционными анализами, выполненными в Лаборатории физико-химических исследований ИГ УНЦ РАН (аналитики С.А. Ягудина и Н.Г. Христофорова) и 182 нейтронно-активационными анализами на редкие и редкоземельные элементы, выполненные в ГЕОХИ РАН (аналитик Д.Ю. Сапожников). Определения составов породообразующих минералов, аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов (n = 150) проводилось на рентгено-спектральном микроанализаторе JСХА-733 JEOL в ИМин УрО РАН (аналитик Е.И. Чурин). Заимствованные материалы включают в себя главным образом петрохимические данные (n = 1200) и данные о составе аксессуарных хромшпинелидов (n = 280).

Оценка качества хромитовых руд проводилась при помощи атомно-абсорбционного анализа (ИГ УНЦ РАН, ОАО «Башкиргеология»), а также

* Первое послание апостола Павла коринфянам, глава 8, стих 2.

на приборе «Спектроскан» (ООО «ГДК Хром»). Составы рудообразующих хромшпинелидов изучались также при помощи химического анализа монофракций. Характер и интенсивность вторичных изменений ультраосновных пород исследовались при помощи термовесового анализа в ИГ УНЦ РАН (аналитик Т.И. Черникова).

Конечной целью данного исследования является определение генезиса хромитового оруденения, связанного с гипербазитовыми массивами Южного Урала. Для ее достижения необходимо было решить следующие задачи: 1) обобщение имеющихся материалов по геологии и петрогеохимии ультрабазитов региона; 2) анализ данных по хромитонности отдельных массивов, строению рудных тел, соотношению оруденения со структурным планом вмещающих пород; 3) установление закономерностей размещения хромитопоявлений в пределах массивов; 4) определение условий образования хромитов по комплексу геологических, петрографических, геохимических признаков; сопоставление их с результатами экспериментального изучения гипербазитов и моделирования; 5) типизация хромитопоявлений на генетической основе.

Изложение материала в работе построено следующим образом. Первая глава посвящена истории исследований гипербазитовых массивов Южного Урала. Во второй — рассматриваются особенности геологического строения отдельных массивов, приводится петрографическое описание пород. В третьей — обсуждаются данные по петрогеохимии и геохимии редких элементов гипербазитов Южного Урала. В четвертой главе описаны хромитовые месторождения и рудопроявления. Пятая глава целиком посвящена проблеме генезиса хромитового оруденения в массивах альпинотипной формации. Она состоит из семи подразделов, в которых рассмотрено современное состояние проблемы с учетом эволюции представлений, при-

веден краткий обзор экспериментальных данных и предложена модель образования хромитовых концентраций при взаимодействии процессов частичного плавления вещества верхней мантии и структурной перестройки тугоплавкого остатка (рестита) при восходящем движении. В конце главы проведена типизация месторождений хромитов.

Авторы отдают себе отчет в том, что предложенная модель является не количественной, а только *качественной*, основанной большей частью на анализе структурных рисунков, возникающих в результате сравниваемых процессов тектонического течения, причем допускается априори их физическое *подобие*. Вместе с тем предложенная модель снимает многие противоречия, имеющиеся в существующих сегодня гипотезах: магматических (ликвационной, кристаллизационной), метасоматической, реакционно-магматической, латераль-секреционной и др.

Авторы выражают благодарность за поддержку при постановке исследований по хромитонности массивов Южного Урала чл.-корр. РАН, директору ИГ УНЦ РАН В.Н. Пучкову, Н.С. Кузнецову, В.М. Мосейчуку, руководству Территориального агентства по недропользованию по Республике Башкортостан, ОАО «Челябинскгеосъемка», ООО «Геопоиск», ООО «ГДК Хром», ООО «Восток», ООО «Уралметаллкомплект». Обсуждение отдельных вопросов, затронутых в данной работе, проводилось с А.А. Алексеевым, Е.Н. Горожаниной, В.В. Дистлером, Т.Т. Казанцевой, С.Г. Ковалёвым, А.М. Косаревым, Д.Н. Салиховым, И.Б. Серавкиным, Н.Д. Сергеевой, Р.Н. Соболевым, В.И. Старостиным, И.А. Хайретдиновым. За сотрудничество на разных этапах работы авторы благодарны Ф.Р. Ардисламову, А.Ф. Габидуллину, А.Н. Грицуку, А.Г. Иванушкину, Р.А. Насибуллину, Т.Ф. Меньшиковой, В.В. Радченко, А.В. Сначёву, А.А. Шияновой.

Глава 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Первые сведения о массивах ультраосновных пород Южного Урала можно найти в описаниях Н.Ф. Чернышова, Р.И. Мурчисона, А. Штукенберга и некоторых других исследователей XIX века. В 1915 г. увидела свет монография Б.П. Кротова «Петрографическое описание южной части Миасской дачи», в которой наиболее полно для того времени освещались вопросы геологии и петрографии ультрабазитов.

Наибольший интерес к ультраосновным породам в регионе был проявлен в 20–30-е годы XX века в связи с поисками хромитов, потребность в которых ощущалась особенно остро из-за бурного развития черной металлургии. В это время на Южном Урале проводились ширококомасштабные поиски хромитовых руд, сопровождавшиеся академическими исследованиями.

В это же время на массивах Южного Урала проводились поиски месторождений хризотил-асбеста. Значительный вклад в разработку данной проблемы внесли В.Р. Артемов, В.А. Вознесенский, П.М. Татаринев, М.Я. Столяр, П.И. Кутюхин, Б.И. Борсук, А.А. Орлов, Г.И. Соколов, В.Н. Щербина, Т.А. Алелеков, Б.Я. Меренков, Н.С. Михеев и другие исследователи.

Поисковые работы на хромиты на массивах Варшавском, Верблюжьегорском, Калканском, Крака, Наследницком, Нуралинском, Присакмарском, Таловском, Хабарнинском, Халиловском, Юлдашевском и ряде других активно проводились трестами Башхромит, Союзхромит, Уралхромит, Оренгортрестом. Открытие и изучение большинства хромитовых месторождений и хромитопоявлений Южного Урала сделано именно в этот период и связано с именами И.С. Бурдюгова, Н.П. Спорова, С.Ф. Тиховидова, П.Г. Фарафонтьева, К.К. Станкевича, А.М. Зайцева, П.М. Идкина, Ю.Г. Полуренко, А.Н. Ласькова, М.Н. Цимбаленко, А.К. Матвеева, В.Н. Кузнецова, Н.М. Аксенова, К. Бабича, М.А. Бухмана, А.П. Зотова, С.Н. Гайс, С.П. Колодкина, А.Д. Ерышканова, С.С. Горланова, С.А. Вахромеева, И.Н. Горностаева, Р.Э. Квятковского, Г. Красновского, Г.М. Мазаева, И. Бока, К.В. Полякова, И.А. Рудницкого, П.Н. Клюквина, И.П. Пастухова, Н. Криницына, Ф.И. Рукавишников, И.М. Парфенова, З.А. Конюхова, П.М. Есипова, Н.П. Касаткина, О.А. Нестояновой, Л.Н. Шабынина и др.

Следует отметить, что именно в этот период открыты все наиболее значимые месторождения и проявления хромитов. Обобщение сведений о хромитопоявлениях Урала проведено в коллективной монографии «Уральские месторождения хромита» (авторы С.А. Вахромеев, И.А. Зимин, К.Е. Кожевников, А.Н. Ласьков и Г.М. Мазаев).

На протяжении нескольких лет в регионе работала группа Института геологических наук АН СССР в составе А.Г. Бетехтина, Г.А. Соколова, В.П. Логинова, Н.В. Павлова, С.А. Кашина, В.Л. Фёдорова, А.А. Филимонова. Результаты исследований ультрабазитов и связанных с ними хромитовых месторождений массивов Крака, Кемпирсайского, Хабарнинского, Халиловского и Верблюжьегорского изложены в серии работ, вошедших в двухтомное издание «Хромиты СССР» (1937–40 гг.) и ряде других [Соколов, 1938, 1948].

В середине 1930-х годов были открыты крупные месторождения хромовых руд в юго-восточной части Кемпирсайского массива. С этого момента на долгие годы все работы по поискам, разведке и эксплуатации хромитового сырья были сосредоточены на этих объектах, а изучение остальных массивов Южного Урала производственными организациями сократилось до минимума. В рамках данной главы невозможно вместить сведения обо всем объеме геологических работ, проведенных в ходе освоения хромитовых месторождений Главного рудного поля Кемпирсайского массива. Огромный фактический материал, включающий как геологические, так и геофизические данные, обобщен в работах А.А. Непомнящего, И.И. Григорьевой-Чупрыниной, Г.Г. Кравченко, Г.А. Соколова, Н.В. Павлова, А.Г. Бетехтина, С.В. Москалёвой, Т.А. Смирновой, В.И. Сегаловича, М.Ф. Шульгина, Е.П. Степанова, В.В. Родионова, Л.И. Колотилова, Б.П. Бачина, Г.П. Самсонова, Д.С. Штейнберга, И.С. Чашухина, И.А. Малахова.

Большая часть массивов Южного Урала в период с 1940-х по 1980-е годы изучалась лишь при геолого-съёмочных работах и поисках месторождений хризотил-асбеста. В это время на большинстве из них проведены маршрутные геологические исследования масштаба 1:50 000, площадная геофизическая съёмка. Большой вклад в понимание геологического строения ультрабазитовых массивов был внесен Д.Г. Ожигановым [1941, 1974],

Е.А. Шумихиным [1972], В.В. Радченко и А.В. Клочихиным [1974; Клочихин и др., 1973], Ш.Н. Кацем, А.В. Буряченко, В.В. Бабкиным, И.С. Анисимовым, И.И. Никитиным, Д.Д. Криницким, З.Р. Мазуром, Л.Д. Булыкиным, Н.Ф. Мамаевым, В.Ф. Турбановым, И.Ф. Тавриным, А.А. Пацковым, Э.С. Бучковским, Б.Д. Магадеевым, Е.С. Родионовым, В.В. Павловым, Ю.Н. Замигой, И.В. Жилиным, А.С. Варлаковым и другими исследователями. Изучение асбестонности гипербазитов продолжили К.К. Золоев, М.Я. Шмаина, Б.А. Шкуропат и др. В середине 1960-х годов в пределах большинства массивов Южного Урала проводились работы по оценке потенциальной никеленосности ультраосновных пород (И.И. Эдельштейн, И.И. Гинзбург, Э.С. Бучковский, К.Д. Субботин и др.). Вопросы петрологии освещены в работах И.Д. Соболева, Г.Б. Рудника, Г.Л. Кашинцева, А.С. Варлакова, Н.В. Павлова и др.

В период 1930–60 гг. сформировались ставшие классическими взгляды на ультрамафиты складчатых областей как на продукты кристаллизации перидотитовой магмы [Бетехтин, 1937; Соколов, 1948 и др.]. Считалось, что массивы грубо стратифицированы, нижние их части сложены дунитами, а верхние — пироксенитами и габбро. Образование мелких хромитопоявлений связывалось с ранней кристаллизацией хромшпинелидов, а крупных месторождений южно-кемпирсайского типа — с поздней кристаллизацией рудно-силикатной магмы, обогащенной летучими компонентами.

Повышение научного интереса к альпийнотипным гипербазитам Южного Урала наблюдается с конца 1960-х годов. Обусловлено оно было несколькими причинами: 1) развитием метасоматической гипотезы образования ультрабазитов и 2) становлением новой глобальной тектоники.

В связи с различиями во взглядах исследователей в значительной степени отличается их подход к изучению гипербазитов. Сторонники геосинклинальной парадигмы и магматического (интрузивного) образования массивов ультраосновных пород направляли свои усилия на установление стадийности внедрения массивов различных поясов, выявление петрогеохимической зональности в их расположении [Годлевский и др., 1976], определялись соотношения в генезисе ультрабазитов процессов магматизма и метасоматизма [Рудник, 1965, Патхан, 1971; Кашинцев и др., 1976]. Наиболее последовательным оппонентом магматической гипотезы происхождения ультрабазитов и связанного с ними хромитового оруденения являлась С.В. Москалёва [1958, 1959, 1972, 1974 и др.]. В ряде работ, посвященных ультрабазитам Урала, ею отстаивается метасоматический генезис руд и вмещающих перидотитов и дунитов, образование которых связывается автором с «оливинизацией» существенно пироксенового мантийного субстрата.

Близкой точки зрения на основе южноуральского материала придерживались А.Г. Бакиров, Т.А. Смирнова и ряд других авторов.

В новом (мобилистском) подходе ультрабазиты рассматривались как составная часть офиолитовых комплексов, представляющих собой «океаническую кору геологического прошлого» [Пейве, 1969]. Пояса, образованные офиолитовыми гипербазитами в пределах Южного Урала, стали рассматриваться как шовные зоны, образовавшиеся при закрытии спрединговых бассейнов.

Период с начала 1970-х годов *по сегодняшний день* ознаменовался повышенным интересом к альпийнотипным гипербазитам со стороны специалистов в области структурной геологии и тектоники. Работы Т.Т. Казанцевой и М.А. Камалетдинова [1969 и др.], А.С. Перфильева, С.В. Руженцева [1976], А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой, Е.А. Денисовой, С.А. Щербакова, Н.Л. Чаплыгиной способствовали более точному пониманию внутреннего строения массивов. Детальные исследования контактов многих ультраосновных массивов региона с вмещающими породами показали, что в подавляющем большинстве случаев они являются тектоническими, термическое воздействие ультраосновных пород на окружающие осадочные и вулканогенно-осадочные толщи отсутствует. С середины 1970-х годов появляется все больше публикаций, рассматривающих гипербазиты западного склона Южного Урала (Крака, Хабарнинский и др.) в качестве аллохтонов, перемещенных из восточной эвгеосинклинальной зоны.

Усилиями сотрудников Геологического института АН СССР (ныне — РАН) Е.А. Денисовой, А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой, С.А. Щербакова, Н.Л. Чаплыгиной и др. проведено картирование и петроструктурное изучение наиболее крупных массивов Южного Урала (Кемпирсайского, Крака, Нуралинского, Хабарнинского, Халиловского, Шевченковского, Миндякского и Калканского). В ультрабазитах выявлено широкое развитие деформационных структур и ориентированных текстур тектонического (метаморфогенного) происхождения, что позволило рассматривать данные породы в качестве «мантийных тектонитов» [Колман, 1979].

Петрологические аспекты формирования и преобразования габбро-гипербазитовых комплексов Южного Урала рассмотрены в работах А.С. Варлакова [19786 и др.], А.А. Ефимова [1984], С.Н. Иванова, В.Н. Пучкова, К.С. Иванова [Иванов и др., 1986; Фёдорова, Иванов, 2000], Г.Н. Савельевой, Е.В. Пушкарёва, Г.Б. Ферштатера, И.С. Чашухина, И.А. Русина, Л.Д. Булыкина, И.А. Малахова, С.В. Смирнова, В.И. Сначёва, С.Г. Ковалёва, Д.Н. Салихова, Г.Г. Кораблёва, В.Ю. Алимова.

Вторичные преобразования ультрабазитов Южного Урала детально изучались в течение ряда

лет В.Р. Артемовым, Д.С. Штейнбергом, И.С. Чашухиным, А.С. Варлаковым, в результате чего разработана классификация процессов серпентинизации ультрабазитов. Металлогения ультрабазитов, вмещающих, кроме хромитов, также благородно-металльное и медно-кобальтовое оруденение освещена в работах К.К. [Золоева 2004, 2007; Альпинотипные ..., 1985], А.А. Маракушева [1979, 1994б], В.А. Коротеева и В.Н. Сазонова [2005; Коротеев и др., 1985], В.М. Нечеухина, Б.В. Перевозчикова, Л.Д. Булыкина, Ю.А. Волченко, Р.О. Берзона, В.И. Сначёва, В.В. Мурзина, В.П. Молошага, В.В. Зайкова, А.А. Захарова, И.Ю. Мелекесцевой. Минералогические исследования альпинотипных гипербазитов проводились И.С. Чашухиным, С.Л. Вотяковым, С.Г. Уйминым, А.Ю. Дунаевым, А.В. Алексеевым, В.А. Поповым, В.И. Поповой и другими специалистами.

Завершая обзор предшествующих исследований альпинотипных ультрабазитов Южного Урала, следует отметить, что интерес к ним в последние годы значительно возрос. В первую очередь это

связано с возникшим в начале 1990-х годов дефицитом хромитового сырья, который был обусловлен распадом СССР и потерей месторождений Южно-Кемпирсайской группы. По этой причине на ряде массивов Башкирии, Челябинской и Оренбургской областей были поставлены тематические исследования по оценке потенциальной хромитоносности ультрабазитов. Кроме того, большинство габбро-гипербазитовых комплексов Южного Урала в последние годы было охвачено работами по геологическому доизучению площадей в масштабе 1:200 000. Результаты научно-исследовательских, геолого-съёмочных и поисковых работ за период 1990–2005 гг. изложены в отчетах и публикациях А.В. Тевелева, В.М. Мосейчука, Ю.Г. Князева, Н.Н. Ларионова, В.И. Петрова, Н.С. Кузнецова, А.В. Моисеева, Е.А. Белгородского, В.И. Сначёва, В.П. Филонова, И.В. Жилина, А.Н. Черноостровца, В.Г. Меньшикова, П.Г. Бердникова, Г.Г. Кораблёва, А.С. Варлакова, А.В. Алексеева, И.А. Малахова и ряда других исследователей.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

В геологическом строении складчатого пояса Южного Урала ультраосновные породы играют важную роль, слагаемые ими массивы занимают площадь около 10 тыс. км². В структуре рассматриваемой территории они размещены неравномерно. Тела ультрабазитов образуют несколько параллельных субмеридиональных поясов (рис. 2.1). На ранних этапах исследования «гипербазитового магматизма» Урала различными исследователями выделялось до восьми поясов, сложенных «разновозрастными ультрабазитовыми интрузиями» (И.Д. и Н.Д. Соболевы, А.А. Пронин, А.И. Малахов, И.И. Эдельштейн и др.). При этом в поясовое размещение гипербазитов вкладывался первично-магматический генетический смысл: внедрение ультраосновной магмы связывалось с начальными стадиями последовательных тектоно-магматических этапов развития геосинклинали.

Позднее, когда история геологического развития Урала была пересмотрена с точки зрения новой парадигмы (тектоники литосферных плит), все ультрабазиты стали рассматриваться в качестве реликтов палеоокеанической верхней мантии, выведенных на поверхность в результате коллизионных процессов. В этом случае пояса гипербазитов представлялись либо как сутурные зоны, по которым происходило сшивание разнородных блоков земной коры, либо как тектонические покровы. Пояса при данной трактовке генезиса ультрабазитов отражают в большей степени общность или различия вторичных преобразований массивов.

Углубленное изучение офиолитовых комплексов и океанических гипербазитов, накопление обширного фактического материала по их строению и вещественному составу показали возможность образования близких по составу пород в различных геодинамических обстановках [Книппер и др., 2001]. Таким образом, наметилась важная научная проблема, состоящая в типизации офиолитов по обстановкам их формирования с использованием данных геологии, петрографии, петрогеохимии и минералогии. В связи с этим появилась возможность по-новому взглянуть на гипербазитовые пояса Южного Урала: является ли их расположение следствием только процессов скучивания вещества земной коры и верхней мантии при коллизии или же зональность имеет более «глубокие корни», обусловленные первичным формированием

тех или иных массивов в определенной геодинамической обстановке?

Крайнее западное положение на Южном Урале занимает Медногорско-Кракинский пояс гипербазитов, ассоциирующийся с вулканогенно-осадочными образованиями одноименного палеовулканического пояса [Серавкин, Родичева, 1990], в который входят массивы Крака (номер 27 на схеме тектонического строения), обнажающиеся в северном замыкании Зилаирского мегасинклинория, а также массивы северной части Сакмарской зоны: Акзигитовский (41), Катралинский (42), Блявинские (44).

В районе Хабарнинского массива происходит сочленение Медногорско-Кракинского пояса с Главным гипербазитовым поясом Южного Урала. Севернее массивов Крака рассматриваемый нами пояс трассируется небольшими телами ультрабазитов Тирлянкой мульды (15) и Кирябинского района (12), где он также сливается с Главным поясом.

На тектоническое положение гипербазитов Медногорско-Кракинского пояса существуют две точки зрения. Согласно первой, ультрабазиты представляют собой части «краевого аллохтона», перемещенного из зоны Главного Уральского разлома [Казанцева, 1970; 1987; Камалетдинов, 1972; 1974; Руженцев, 1974; Савельева, 1987; Пучков, 2000 и др.]. Согласно второй точке зрения, гипербазиты массивов Крака и северной части Сакмарской зоны сформированы в пределах автономной рифтогенной структуры и затем выжаты на ее «плечи» в процессе тангенциального сжатия, обусловленного интенсивным раздвигом соседнего (Магнитогорского) палеорифта [Огарин, Сенченко, 1974; Сенченко, 1976; Серавкин и др., 1992; Сначёв и др., 2001].

Наиболее протяженным в пределах Южного Урала является пояс, разделяющий палеоконтинентальный и палеоокеанический сектора и традиционно именуемый зоной «Главного Уральского разлома». В дальнейшем в настоящей работе данный пояс мы будем вслед за С.В. Москалёвой [1974] называть «Главным гипербазитовым поясом Южного Урала». В его пределах ультраосновные породы образуют почти непрерывную цепочку тел, обнажающихся вдоль границы зоны Уралтау (на западе) и Вознесенско-Присакмарской зоны Магнитогорской мегазоны (на востоке).

Главный гипербазитовый пояс протягивается вдоль всего складчатого сооружения уралид. В пределах рассматриваемой нами территории с севера на юг в его пределах обнажаются Таловский (4), Нуралинский (8), Калканский (18), Миндякский (25), Абзаковский (28), Юлдашевский (30), При-сакмарский (40), Байгускаровский (43), Халиловский (45), Ишкининский (46), Хабарнинский (47), Кемпирсайский (49) и ряд других более мелких массивов. Рассматриваемый пояс отделяется от Медногорско-Кракинского зоной Уралтау, в пределах которой известны разрозненные мелкие тела серпентинитов, часто также выделяемые в отдельный пояс. Наиболее известны из них Бирсинский, Кеуштинский, Бзаубашский, Ташлинский массивы.

В центральной части Магнитогорской мегазоны гипербазитовые массивы практически отсутствуют. В ее северо-восточной части, вблизи границы с Восточно-Уральским поднятием, наблюдается сгущение небольших тел гипербазитов. Наиболее насыщена ими Арамильско-Сухтелинская зона, принадлежность которой к Магнитогорской или Восточно-Уральской мегазоне дискуссионна. На большом фактическом материале с привлечением геологических, геофизических и геохимических данных А.В. Сначёвым с соавторами [2006] обосновано отнесение данной структурно-формационной зоны к восточному флангу Магнитогорской мегазоны.

В северо-восточной части Южного Урала гипербазиты образуют два параллельных пояса. Западный протягивается от широты г. Миасс до пос. Кацбахский на юге и часто называется Миасс-Куликовским. Он включает в себя серию небольших тел ультрабазитов, наиболее заметными среди которых являются массивы Куликовский (32), Бикилярский (9), Аминевский (23) и Кацбахский (37). В южной части пояса с офиолитовыми гипербазитами Куликовского и Кацбахского массива ассоциируют интрузивные тела гипербазит-габбрового состава (Сахаринский и Амамбайский массивы), сопоставляемые некоторыми исследователями с концентрически-зональными комплексами Платиноносного пояса Среднего и Северного Урала [Сурин, 2000 и др.].

Восточный пояс назван Казбаевским по одноименному массиву (10), протягивающемуся по границе Арамильско-Сухтелинской зоны и Восточно-Уральского поднятия. Западнее него расположены довольно крупные Травниковский (7) и Малковский (Чебаркульский) (14) массивы, для которых не ясна принадлежность к какому-либо гипербазитовому поясу. К северу от Казбаевского массива тела ультрабазитов образуют прерывистую цепь, отклоняющуюся к востоку и огибающую с севера Челябинский гранитный массив. Наиболее крупными здесь являются Касаргинский (3) и Муслимовский (1, 2) массивы. К югу от Казбаевского

массива пояс представлен небольшими телами ультрабазитов Кумлякской группы (21).

Миасс-Куликовский и Казбаевский пояса в северной части разделены Ильменогорским метаморфическим комплексом, внутри которого известен ряд мелких тел ультрабазитов: Каганский, Байрамгуловский, Няшевский, Бараузский и другие массивы.

В южной части Восточно-Уральской мегазоны наибольшая насыщенность ультрабазитами наблюдается вдоль границ Восточно-Уральского прогиба. Вблизи контакта данной структурно-формационной зоны с Восточно-Уральским поднятием расположены массивы варшавского комплекса: Татищевский (34), Успенковский (35), Верблюжье-горский (36), Варшавский (38), Могутовский (63) и другие. Вблизи границы Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия наибольшая концентрация тел гипербазитов наблюдается юго-восточнее пос. Бреды, на границе Оренбургской, Челябинской областей и Казахстана. Наиболее крупными массивами данной территории являются Аккаргинские (58), Буруктальский (61), Шевченковский (58), Джетыгаринский.

Для описания геологического строения, петрографических и петрогеохимических особенностей ультрабазитов они разделены на несколько участков: 1) массивы западного склона (Зилаирского мегасинклинория, зоны Уралтау, северной части Сакмарской зоны), 2) массивы Главного гипербазитового пояса, 3) массивы восточного склона (восточной части Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон). В последней категории наиболее детально описаны массивы центральной части территории, которая совпадает с Арамильско-Сухтелинской зоной и ее ближайшим обрамлением.

Давно было замечено, что гипербазитовые тела Южного Урала можно разделить на две большие группы по форме, размерам и составу пород. Первая включает в себя крупные массивы, имеющие в плане обычно изометричную или слегка удлиненную форму, значительную вертикальную мощность (до 6–8 км и более [Непомнящих, 1959; Таврин, 1968]), сложены они, как правило, частично серпентинизированными первичными ультрабазитами либо серпентинитами с псевдоморфной петельчатой структурой. Контакты массивов данного типа с вмещающими породами повсеместно тектонические, они трассируются обычно узкими зонами расланцованных серпентинитов.

В гравитационном и магнитном полях рассматриваемые гипербазиты выражены мозаичными аномалиями переменного знака. Массивы первого типа, как правило, хорошо выражены в рельефе в виде положительных форм, часто они слагают системы хребтов, характеризующиеся расчлененным рельефом и своеобразным «центробежным рисунком». Наиболее ярко выражено это

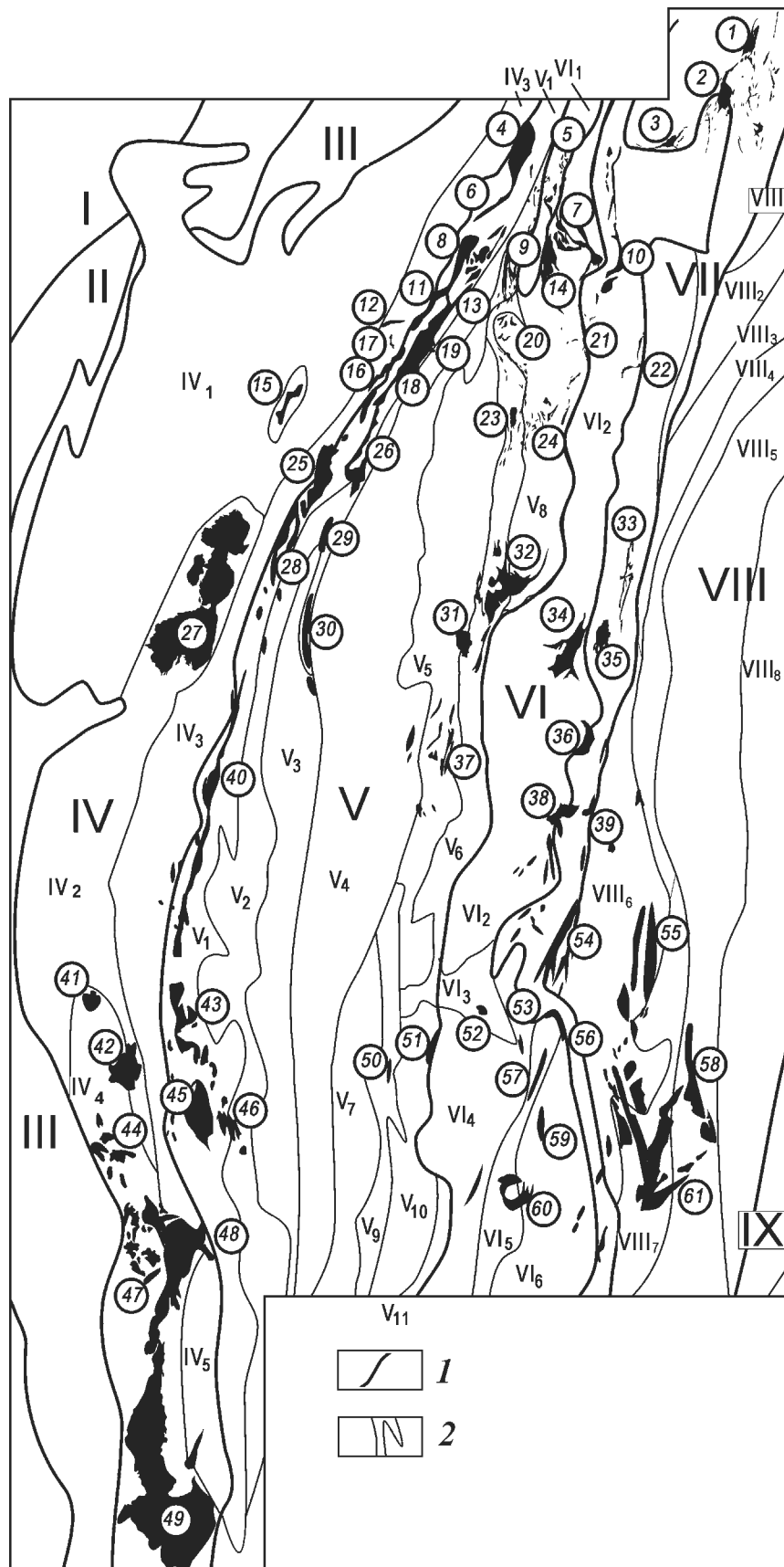


Рис. 2.1. Схема расположения гипербазитовых массивов в структуре Южного Урала. Составлена с использованием данных З.Р. Мазура [1961 г.], И.Д. Соболева [1969], В.А. Прокина [1977], А.С. Варлакова [19786], И.Б. Серавкина, А.М. Косарева, Д.Н. Салихова и др. [1992], А.В. Тевелева и др. [2002, 2006], Н.С. Кузнецова, Е.А. Белгородского, Г.И. Водорезова, Ю.П. Бердюгина, М.Д. Тесаловского и др.

на массивах Крака, Нуралинском, Хабарнинском, Катралинском.

Вторую группу составляют сильно вытянутые в меридиональном направлении узкие тела нацело серпентинизированных гипербазитов, рассланцованных и милонитизированных; часто в них практически не обнаруживается реликтов первичных пород. В гравитационном поле такие тела либо не выражены, либо характеризуются отрицательными аномалиями. Наиболее четко они «отбиваются» по данным магниторазведки, образуя интенсивные положительные линейные аномалии. Для серпентинитовых тел характерна незначительная вертикальная мощность (первые сотни метров). На местности линейные тела серпентинитов практически не отличаются от окружающих пород, сравнительно редко они слагают цепи невысоких возвышенностей.

Общей особенностью ультрабазитов Южного Урала является их повсеместная серпентинизация, в приповерхностной части массивов практически не встречаются породы, не подверженные данному процессу. В центральных частях крупных массивов ультрабазиты, как правило, изменены на стадии петельчатой α - или β -лизардитовой фации, в них хорошо читаются первичные (реликтовые) структуры, акцессорные хромшпинелиды практически не подвержены метаморфическим изменениям, хотя степень серпентинизации может достигать 80–90%. Обнажения данных пород чаще всего имеют коричневатую или зеленовато-коричневатую окраску, причем выходы шпинелевых перидотитов отличаются интенсивной трещиноватостью, а дунитов — сглаженной поверхностью и шаровой отдельностью. Залегание структурных элементов и минеральный состав наилучшим образом отражены именно на выветрелых поверхностях обнажений.

Краевые части крупных массивов и линейные тела гипербазитов западного склона Южного Урала чаще всего сложены хризотиловыми серпентинитами, интенсивно рассланцованными и будинированными. В коренных выходах они чаще всего имеют ярко-зеленую, голубовато-зеленую и серо-зеленую окраску. На свежих сколах серпентиниты часто характеризуются темно-зеленым до черного цветом. Довольно часто в них можно наблюдать псевдопорфировую структуру, выраженную в наличии таблитчатых выделений бастита, образованных по первичному ортопироксену. Но в большинстве случаев первичный облик пород полностью затусшеван вторичными преобразованиями.

На восточном склоне Южного Урала большинство массивов сложено антигоритовыми серпентинитами. В рельефе эти массивы практически не выражены. В обнажениях серпентиниты характеризуются массивным обликом и темно-зеленой окраской; вследствие широкого развития процессов оталькования и карбонатизации породы иногда имеют кавернозную текстуру, образованную в результате выщелачивания растворимых минералов. В антигоритовых серпентинитах практически не сохраняются первичные акцессорные хромшпинелиды, они почти всегда замещены магнетитом.

Прежде чем перейти к изложению материала по гипербазитам Южного Урала, следует остановиться на петрографической номенклатуре ультраосновных пород, в частности на породах ряда лерцолит — гарцбургит — дунит, поскольку именно они слагают массивы альпинотипных гипербазитов. Авторами, изучающими гипербазиты, обычно используется либо международная, либо отечественная номенклатура (рис. 2.2). Основное различие между ними касается проведения границы

Условные обозначения к рис. 2.1: 1 — границы мегазон, 2 — границы тектонических структур более высокого порядка. I — Русская платформа; II — Предуральский краевой прогиб; III — Западно-Уральская зона линейной складчатости; IV — Центрально-Уральское поднятие (IV₁ — Башкирский мегантиклинорий, IV₂ — Зилаирский мегасинклинорий, IV₃ — зона Уралтау, IV₄ — Сакмарская зона, IV₅ — Эбетинский антиклинорий, IV₆ — Тирлянская мулда); V — Магнитогорская мегазона (V₁ — Вознесенско-Присакмарская зона, V₂ — Ирендыкский антиклинорий, V₃ — Кизило-Уртазымский синклинорий, V₄ — Центрально-Магнитогорская зона, V₅ — Ахуново-Кацбахский антиклинорий, V₆ — Устиновский (Кульминский) синклинорий, V₇ — Ашебутакский антиклинорий, V₈ — Арамилско-Сухтелинская зона, V₉ — Акжарский грабен-синклинорий, V₁₀ — Теренсайский антиклинорий, V₁₁ — Домбаровский грабен-синклинорий); VI — Восточно-Уральское поднятие (VI₁ — Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий, VI₂ — Челябинско-Суундукская зона, VI₃ — Кваркенская седловина, VI₄ — Адамовско-Мугоджарский антиклинорий, VI₅ — Аниховский грабен, VI₆ — Текельдытауский мегантиклинорий); VII — Восточно-Уральский прогиб; VIII — Зауральское поднятие (VIII₁ — Камышловский мегантиклинорий, VIII₂ — Талицкий мегасинклинорий, VIII₃–VIII₇ — Троицко-Карашатауский мегантиклинорий: VIII₃ — Увельский антиклинорий, VIII₄ — Катенинский синклинорий, VIII₅ — Троицкий антиклинорий, VIII₆ — Кундыбаевский антиклинорий, VIII₇ — Буруктульский синклинорий, VIII₈ — Денисовский мегасинклинорий); IX — Тюменско-Кустанайский прогиб. Гипербазитовые массивы: 1, 2 — Муслумовский, 3 — Касаргинский, 4 — Таловский, 5 — Байрамгуловский, 6 — Кысыкульский, 7 — Травниковский, 8 — Нуралинский, 9 — Бикилярский, 10 — Казбаевский, 11 — Юшкадинский, 12 — Кирябинский (Бирсинский), 13 — Аушкульский, 14 — Малковский (Чебаркульский), 15 — Тирлянский, 16 — Бурангуловский, 17 — Абдулкасимовский, 18 — Калканский, 19 — Ургунский, 20 — Белово-Масловская группа тел, 21 — Кумлякская группа тел, 22 — Кочкарский (Чемпаловский), 23 — Аминевский, 24 — Кидышевско-Магадеевская группа тел, 25 — Миндякский, 26 — Кучуковский, 27 — Крака, 28 — Абзаковский, 29 — Ново-Балапановский, 30 — Юлдашевский, 31 — Сахаринский, 32 — Куликовский, 33 — Дружининский комплекс, 34 — Татишевский, 35 — Успенковский, 36 — Верблужьегорский, 37 — Кацбахский, 38 — Варшавский, 39 — Ольховский комплекс (Ольховский, Гулинский, Гогинский, Елизаветпольский массивы), 40 — Присакмарский, 41 — Акзигитовский, 42 — Катралинский, 43 — Байгускаровский, 44 — Блявинская группа тел, 45 — Халиловский, 46 — Ишкининский, 47 — Хабарнинский, 48 — Аккермановский (Восточно-Хабарнинский), 49 — Кемприсайский, 50 — Жулдыбайский (Кусемский), 51 — Бриентский, 52 — Айдырлинский, 53 — Берсуатский, 54 — Наследнинский, 55 — Шевченковский, 56 — Подольский, 57 — Аниховский, 58 — Аккаргинский, 59 — Кайрактинский, 60 — Киембайский, 61 — Буруктальский, 62 — Амамбайский, 63 — Могутовский, 64 — Карабутакский

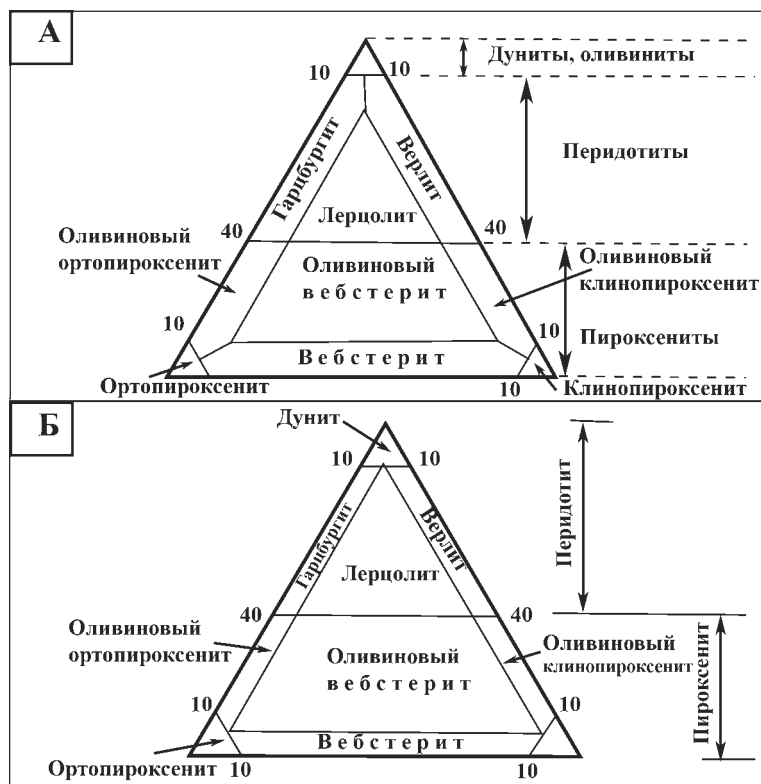


Рис. 2.2. Варианты петрографической классификации гипербазитов

А — отечественная [Магматические ..., 1983],
Б — международная [Минералогическая ..., 1985]

Предпочтение той или иной классификации можно отдать, проанализировав возможности расчленения ультрабазитовых комплексов на их основе. Для этой цели нами была обобщена петрохимическая информация по ультрабазитам Южного Урала и проведены петрохимические пересчеты на нормативный минеральный состав по методу Н.Д. Соболева. Общее количество анализов составило около 1500, а после отбраковки аллохимически измененных образцов осталось 1260.

В общей выборке гипербазитов наблюдается четкая обратная корреляция между частотой встречаемости и содержанием нормативного диопсида. При этом породы с содержанием моноклинного

пироксена более 10% практически не встречаются (рис. 2.3), если принять границу между лерцолитами и гарцбургитами в 5%, то их количество от общего числа анализов составит около 15%.

Для пород с содержанием нормативного диопсида менее 5% составлена гистограмма распределения энстатита. Выяснилось, что наибольшим распространением пользуются гарцбургиты с содержанием ромбического пироксена от 20 до 30%, а кривая распределения подчиняется нормальному закону. Беспироксеновые породы (дуниты) развиты незначительно, их количество не превышает 10% от общего объема выборки, на гарцбургиты приходится около 75% от общего количества анализов.

Проведенный анализ распределения в ультраосновных породах нормативных пироксенов показал правомерность выделения наряду с основными петрографическими разновидностями ультрабазитов переходных: пироксеновых дунитов и клинопироксеновых гарцбургитов. В последних содержание диопсида варьирует от 2 до 5%, причем образцов подобного состава почти вдвое больше, чем лерцолитов.

Значительно реже в составе ультрабазитовых комплексов офиолитов встречаются плагиоклазсодержащие разновидности перидотитов.

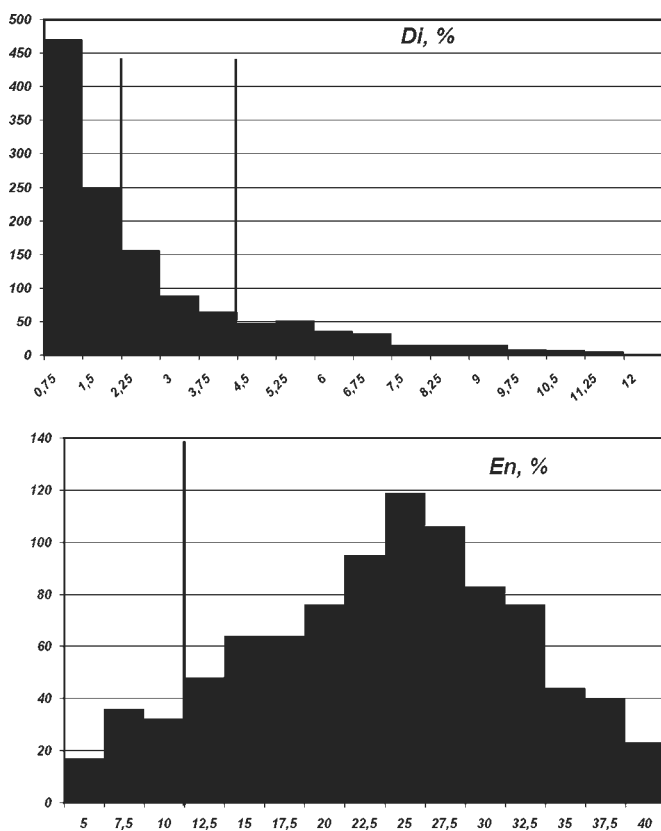


Рис. 2.3. Гистограммы распределения содержаний диопсида и энстатита в альпинотипных гипербазитах Южного Урала

Для обозначения этих пород, а также других, в состав которых входят отдельные минералы в акцессорных количествах (до 10%), в настоящей работе используются соответствующие прилагательные:

«шпинелевый», «шпинель-плаггиоклазовый», «плаггиоклазовый» для перидотитов, «клинопироксеновый» для гарцбургитов и дунитов при содержании моноклинного пироксена до 5%.

2.1. ГИПЕРБАЗИТЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

2.1.1. Массивы Крака

Габбро-гипербазитовые массивы Крака расположены в северном замыкании Зилаирского мегасинклиория (рис. 2.4). Это четыре изометричных в плане тела общей площадью порядка 900 км², разделенные полями вулканогенно-осадочных толщ палеозоя. С севера на юг выделяют: Северный, Средний, Узьянский и Южный Крака. Массив **Северный Крака** представлен телом с размерами 15×18 км. Большую часть его площади (около 80%) занимают клинопироксеновые гарцбургиты (рис. 2.4). Дунит-гарцбургитовый комплекс тяготеет к периферии массива и распространен там довольно неравномерно. Тела дунитов, с которыми связано большинство хромитопоявлений Северного Крака, встречаются спорадически и также тяготеют к периферии массива. Среди клинопироксеновых гарцбургитов встречаются прослои и линзы плаггиоклазовых перидотитов.

В южной части массива наблюдается наибольшая мощность серпентинитового меланжа. Он, как правило, слагает пониженные участки рельефа (долины р. Узьян и ручьев Сергапка, Ильин, Рязь и др.), а отроги хребтов сложены серпентинизированными перидотитами. Серпентиниты представлены рассланцованными лизардитовыми и хризотилowymi разновидностями неясной природы, среди которых встречаются многочисленные блоки более плотных апоперидотитовых серпентинитов, базальтоидов и осветленных метасоматитов. Наиболее насыщена базальтоидами площадь между юго-восточной экзоконтактной частью массива Северный Крака и северо-восточной частью массива Средний Крака. На юго-западе и северо-востоке массива Северный Крака в зоне меланжа часто отмечаются элювиальные развалы родингитов светло-зеленого цвета с обильными включениями ярко-красного граната. На юго-востоке массива, в зоне меланжа, встречаются будины массивных гранатовых пироксенитов [Пучков, Иванов, 1982].

Наилучшей обнаженностью в пределах массива Северный Крака отличаются борта глубоких V-образных долин ручьев Саранга, Саргая и их притоков. Характерной особенностью обнажений ультрабазитов является наличие минеральной сланцеватости и струйчатости, которые обусловлены закономерной ориентировкой в пространстве таблитчатых зерен энстатита и агрегатов хромшпинелидов и плаггиоклаза. Большая часть массива

сложена шпинелевыми лерцолитами, содержащими 60–80% оливина, 20–30% энстатита, 5–10% диопсида и 1–5% шпинели. Среди них встречаются «прослои» шпинель-плаггиоклазовых лерцолитов, гарцбургитов и дунитов.

Смена пород в разрезе происходит постепенно, через дробное чередование и обусловлена изменением количественных соотношений породообразующих минералов. Залегание «прослоев» различного состава согласно с залеганием минеральной сланцеватости и струйчатости. Наибольшее количество «прослоев» гарцбургитового и дунитового состава отмечается в периферических частях массива. Плаггиоклаз в перидотитах чаще всего наблюдался нами в разрезе по ручью Саранга. Для массива весьма характерна субширотная ориентировка структурных элементов (струйчатости, полосчатости, минеральной уплощенности), в целом преобладает их крутое падение в южные румбы.

В области «сочленения» массивов Северный и Средний Крака И.С. Чашухиным с соавторами [2007] выделяется еще один (пятый) массив, предложено его именовать Катарышским. В него входят хребты Азяцкие и Катарышские горы, сложенные специфическими породами Ст-магнетит-клинохлор-талк-тремолит-оливинового состава, являющимися продуктами динамотермального метаморфизма гарцбургитов. Площадь, занимаемая данными породами, составляет около 20 км². По периферии они так же, как и ультрабазиты остальных массивов, окружены серпентинитами хризотил-лизардитового состава.

Наиболее разнообразным геологическим строением характеризуется массив **Средний Крака**, занимающий площадь около 9×20 км. Здесь выделяются три главные группы пород: гипербазиты с подчиненным количеством дунитов, слагающие восточную часть массива и занимающие примерно 80% его площади; габброиды, образующие вытянутое в меридиональном направлении тело шириной 0,5–1,5 км на западе территории, и верлит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс, занимающий промежуточное положение (рис. 2.4). На 75–80% гипербазитовая часть массива так же, как и на Северном Крака, сложена клинопироксеновыми гарцбургитами.

Центральная и восточная части массива Средний Крака сложены шпинелевыми лерцолитами и клинопироксеновыми гарцбургитами.

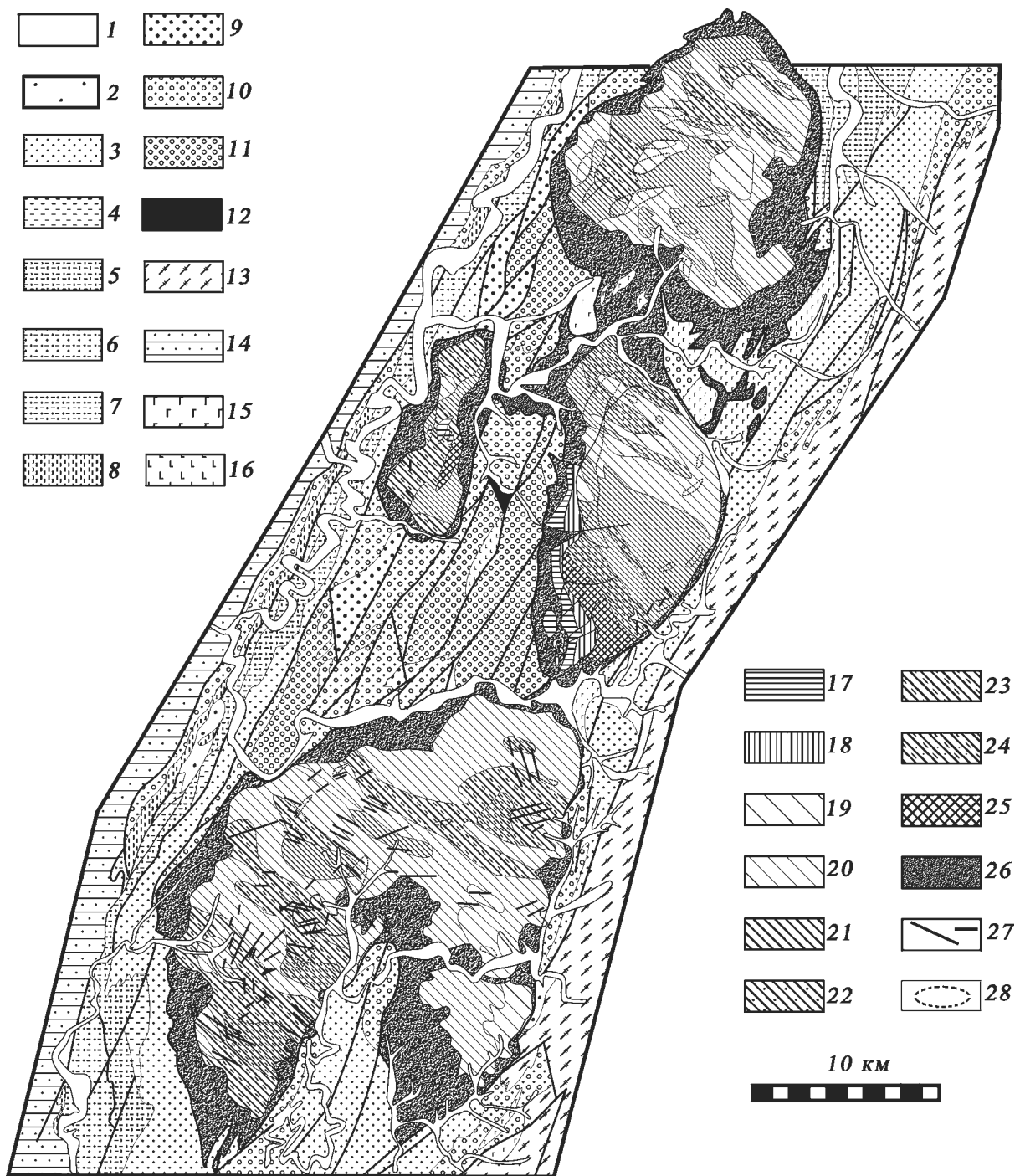


Рис. 2.4. Схема геологического строения габбро-гипербазитовых массивов Крака. Составили Д.Е. Савельев, Е.Н. Савельева с использованием материалов С.Ф. Тиховидова [1932 г.], В.П. Логинова [1933 г.], А.В. Клочихина и др. [1969 г.], Н.В. Павлова, И.И. Григорьевой-Чупрыниной [1973], С.В. Москалёвой [1974], М.А. Камалетдинова, Т.Т. Казанцевой [1983], Г.Н. Савельевой [1987]

Условные обозначения: 1 — аллювиальные отложения надпойменных террас (Q); 2 — делювиальные отложения (N-Q); 3–16 — стратифицированные палеозойские отложения: 3 — полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы зилаирской свиты (D_3-C_1zl), 4 — известняки (D_3fr), 5 — тонкослоистые известняки, кварцевые песчаники, аргиллиты (D_2gv), 6 — битуминозные известняки, органогенные известняки (D_2e), 7 — толстослоистые известняки (D_1), 8 — доломиты, известняки (S_2ld_1), 9 — кварцевые песчаники, алевролиты (S_2ld_1), 10 — кремнистые, глинистые сланцы, вулканиты (S_1ln-w), 11 — кварцевые песчаники, гравелиты, редко доломиты, кремнистые сланцы (O_{2-3}), 12 — глинистые сланцы, конглобрекции (O_1t), 13–14 — докембрийские отложения зоны Уралтау (13) и Башкирского мегантиклинория (14), 15–16 — базальты нижнего силура (15) и ордовика (16); 17–25 — структурно-вещественные комплексы массивов Крака: 17 — габброиды, 18 — полосчатый верлит-клинопироксенитовый комплекс, 19 — преимущественно лерцолиты, 20 — лерцолиты (> 50%) и гарцбургиты (< 50%), 21 — лерцолиты (< 50%) и гарцбургиты (> 50%), 22 — преимущественно гарцбургиты, 23–25 — гарцбургиты и дуниты, 23 — дуниты 10–30%, 24 — дуниты 30–50%, 25 — дуниты > 50%; 26 — серпентиниты; 27 — дайки габброидов; 28 — границы распространения тел плагиоклазовых перидотитов

Очень редко в них отмечаются маломощные дунитовые жилы и обособления шпинель-плагноклазовых перидотитов. В северной части массива отмечается наибольшая мощность серпентинитовой зоны, преобладают серпентиниты с псевдоморфными (апоперидотитовыми) структурами. Наиболее контрастным строением обладает западная часть массива. Наряду со шпинелевыми перидотитами здесь встречаются мощные тела дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро. Структурные элементы в гипербазитах западной части

массива Средний Крака имеют северо-северо-западную ориентировку ($330-0^\circ$) и субвертикальное падение, в восточной части для них характерно северо-северо-восточное простирание и также субвертикальное падение.

Рассмотрим геологическое строение Саксей-Ключевской площади, расположенной в западной части массива и отличающейся наиболее сложным строением, отчетливой асимметричной зональностью (рис. 2.5). Она была изучена нами при проведении поисковых работ на хромитовое оруденение.

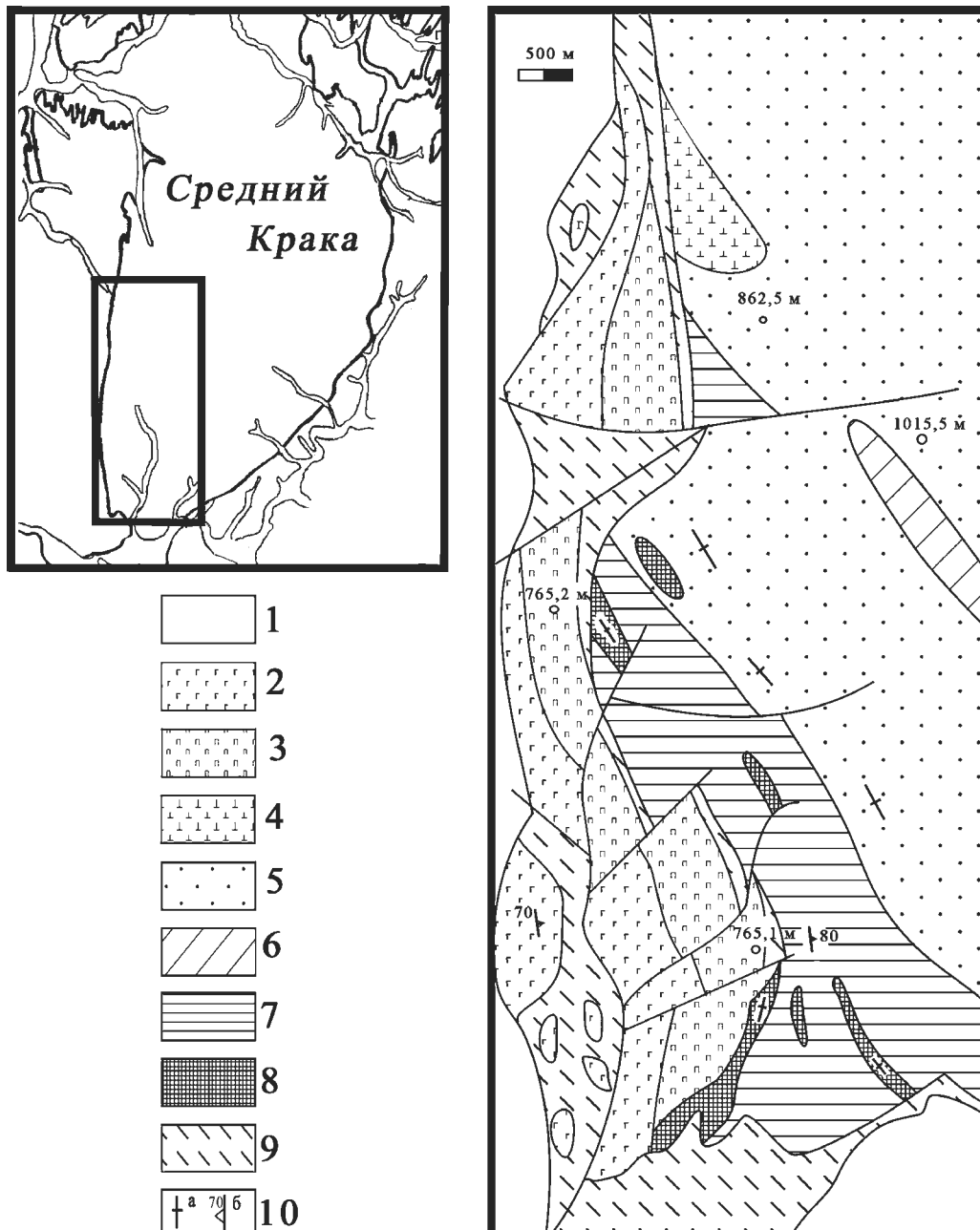


Рис. 2.5. Геологическое строение Саксей-Ключевской площади и ее положение в пределах массива Средний Крака

Условные обозначения: 1 — вмещающие осадочные и вулканогенно-осадочные породы палеозоя; 2 — габброиды; 3 — верлиты и клинопироксениты («полосчатый комплекс»); 4 — плагиоклазовые перидотиты; 5 — преимущественно шпинелевые перидотиты (дунитов 10–30%); 6–8 — дунит-гарцбургитовый комплекс: 6 — дунитов 30–50%, 7 — дунитов 50–80%, 8 — преимущественно дуниты (дунитов 80–100%); 9 — преимущественно серпентиниты; 10 — элементы залегания первичной полосчатости пород

По западной границе данной площади проходит контакт габбро-гипербазитового массива Средний Крака с вмещающими осадочными и вулканогенно-осадочными породами палеозоя. Породы габброидного комплекса тяготеют также к западной части Саксей-Ключевской площади, причем ширина их выходов изменяется от 700 м на севере площади до 2 км на юге. Это разнообразные габброиды, клинопироксениты и верлиты, а также образованные по ним метасоматиты и серпентиниты. Вблизи северной границы рассматриваемой территории габброидный комплекс перекрыт четвертичными отложениями долины руч. Сухоляд. К востоку он сменяется ультрабазитовым комплексом, занимающим центральную и восточную часть площади. Ширина выходов слагающих его пород изменяется от 1,5–2 км на юге до 3 км на севере.

Ультрабазитовый комплекс массива Средний Крака представлен породами ряда гарцбургит – лерцолит с переменными количествами пироксенов (энстатит — 10–40%, диопсид — 0–10%), в меньшей степени распространены дуниты. В гипербазитах в аксессуарных количествах постоянно присутствуют хромшпинелиды (1–5%).

Гарцбургиты и лерцолиты обычно слагают скальные гребни хребтов. Они характеризуются интенсивной трещиноватостью и неравномерной бурой, часто с зеленоватыми и коричневатыми оттенками, выветрелой поверхностью, на которой выступают зерна пироксенов. В редких случаях в обнажениях гарцбургитов можно наблюдать отчетливо проявленную пироксеновую и хромшпинелидовую полосчатость. Замеры элементов залегания полосчатости и минеральной уплотненности в гарцбургитах показали, что они субсогласны элементам залегания дунитовых полос и рудных тел хромитопоявлений данной площади: азимут простирания (далее — аз. прост.) 300–340°, крутое падение под углом 70–90°, преимущественно по азимуту 210–220°. В отдельных случаях в обнажениях удавалось зафиксировать развитие дунитов по гарцбургитам. Обычно они имеют форму маломощных ветвящихся жил, постепенно срастающихся и переходящих в более мощные тела. При этом в большинстве случаев контакты дунитовых жил субсогласны с пироксеновой полосчатостью гарцбургитов.

Значительные по площади выходы дунитов обычно находятся на склонах долин, реже слагают небольшие горки и характеризуются слабой обнаженностью. Выходы дунитов отличаются гладкой выветрелой поверхностью, желтой и светло-коричневой коркой выветривания, на которой хорошо видна аксессуарная вкрапленность хромшпинелидов, образующих цепочки идиоморфных зерен. Отличительной чертой дунитов западной части массива Средний Крака является широкое развитие в них повышенной (по сравнению с аксессуарной)

вкрапленности хромшпинелидов, преобладание мелкозернистой структуры и полосчатой текстуры. Наиболее насыщены дунитами южная и западная части массива Средний Крака. Максимальная ширина выхода дунит-гарцбургитового комплекса (около 3 км) наблюдается в его южной части. Здесь выделяется несколько полос, обогащенных дунитами: Право- и Левосаксейская, Шатранская и Камышакская, к северу происходит их постепенное сужение.

Дуниты обычно входят в состав дунит-гарцбургитового комплекса, строение которого определяется чередованием полос и шпиров дунитов в гарцбургитах при величине дунитовой составляющей (Д) от < 10 до 50% и наличием в дунитах реликтовых участков гарцбургитов при Д > 50%. Наиболее насыщенными дунитами являются южная и западная части массива Средний Крака. При этом наибольшая мощность (около 3 км) дунит-гарцбургитового комплекса наблюдается в южной части массива. Здесь выделяется несколько полос, обогащенных дунитами (Д > 60%): Право- и Лево-Саксейская, Шатранская и др. К северу происходит их постепенное сужение, минимальная ширина выходов дунит-гарцбургитового комплекса наблюдается на широте рудопроявления Айтуган (менее 1 км), к северу от него снова происходит увеличение мощности. В районе долины руч. Сухоляд дунит-гарцбургитовый комплекс практически выклинивается.

В дунит-гарцбургитовом комплексе массива Средний Крака с высокими значениями дунитовой составляющей можно выделить два типа разреза: 1) Правосаксейский, характеризующийся широким развитием клинопироксенитовых жил мощностью от 0,01 до 0,3 м, секущих под острыми углами дуниты и полосчатость вкрапленных хромитовых руд и 2) Шатранский — беспироксенитовый. Первый тип встречен только в пределах Правосаксейской рудной зоны, второй характерен для месторождения Шатран, проявлений Левый Саксей, Ключевское.

Восточнее области развития дунит-гарцбургитового комплекса в пределах Ключевской площади обнажаются породы гарцбургитового комплекса с редкими выделениями дунитов (менее 10%). Ширина данной зоны в пределах рассматриваемой площади составляет более 1 км. В целом же на массиве гарцбургитовый комплекс преобладает и занимает целиком его центральную и восточную части вплоть до приконтактной серпентинитовой оторочки.

Габброиды и ассоциирующие с ними верлиты и клинопироксениты слагают относительно пониженные участки в рельефе, а также небольшие залесенные возвышенности. В отличие от дунитов они часто обнажаются в виде массивных скальных выходов небольших размеров на склонах и по

бортам ручьев, обладают большей устойчивостью к выветриванию.

Переход от ультрабазитового комплекса к габброидному наиболее хорошо выражен в районе месторождения Правый Саксей. Контакт между породами дунит-гарцбургитового и габброидного комплексов «постепенный». С востока на запад происходит постепенное увеличение в дунитах количества и мощности секущих под острым углом хромитовую полосчатость клинопироксенитовых жил (рис. 2.6). Клинопироксениты в жилах характеризуются порфирированной (порфирукластической) структурой. Мощность их изменяется от первых см на востоке до 0,3 м, возможно и более, на западе. С востока на запад происходит также и усложнение системы жил — от односторонней (аз. прост. 300–320°) до ортогональной сети (аз. прост. 300–320° и 200–210°).

Сначала в дунитах появляются тонкие секущие прожилки клинопироксенитов (верлитов), в западном направлении их мощность увеличивается, они переходят в тела шлирово-полосчатой текстуры, перемежающиеся с дунитами и как бы постепенно замещающие их по мере приближения к габброидам. По-видимому, габброидный комплекс образовался на дунит-гарцбургитовом субстрате путем многочисленных инъекций расплава по сети трещин, в настоящее время они представлены пироксенитовыми жилами, затем происходило накопление базитового расплава и его внутрикамерная дифференциация. Дуниты и гарцбургиты по отношению к габбро и породам полосчатого верлит-клинопироксенитового комплекса являлись пассивными вмещающими породами, а не дифференциатами расплава.

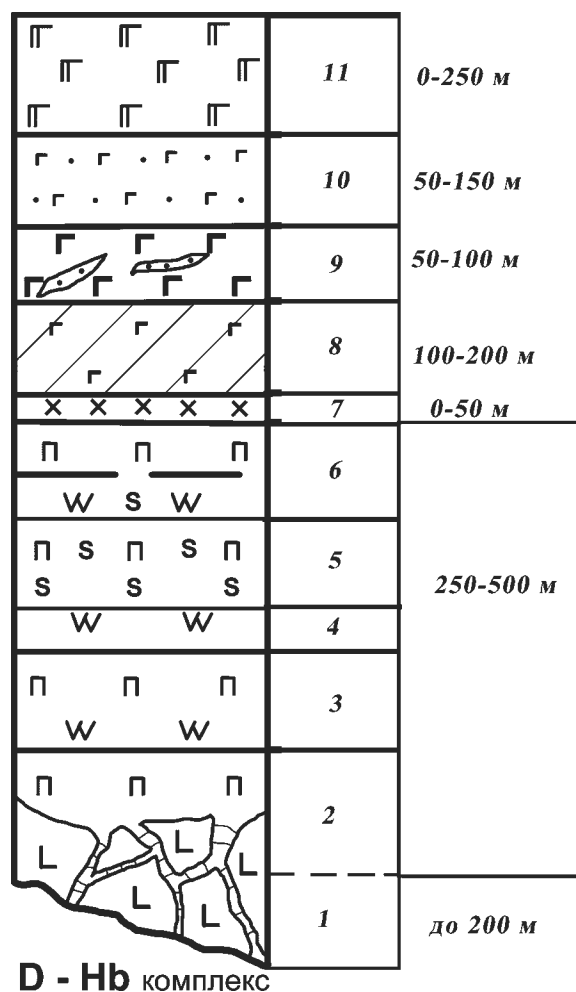
Западнее месторождения Правый Саксей происходит дальнейшее увеличение доли пироксенитовых жил в дунитах, и они постепенно переходят в «стратифицированный» разрез полосчатого комплекса. В «нижней» (восточной) его части залегают те же порфирированные клинопироксениты, они чередуются с мелкозернистыми верлитами, рудными пироксенитами, серпентинитами. К пироксенитам верхней части этой толщи иногда приурочены скопления железистых хромитовых руд.

Рис. 2.6. Схематическая литологическая колонка западной части массива Средний Крака в зоне контакта реститового дунит-гарцбургитового и габброидного структурно-вещественных комплексов

Номерами на колонке обозначены: 1 — реститовые дуниты с сетью прожилков порфирированных клинопироксенитов, реже — верлитов, 2–6 — шлирово-полосчатое чередование клинопироксенитов, верлитов и серпентинитов, 7 — горнблендиты, 8 — меланократовые полосчатые (гнейсовидные) габброиды, 9 — габбро среднезернистое, полосчатое, такситовое, 10 — крупнозернистое «изотропное» габбро, 11 — габбро-диориты

Они либо образуют серию маломощных (первые см) полос в пироксенитах, либо развиваются по сети трещин в пироксенитах и ассоциирующихся с ними серпентинитах. Руды массивные, мелкозернистые. Всего известно три подобных проявления, два из них находятся несколько западнее Ключевского проявления хромитов (обн. СК-1496 и 1505) и одно — в 400 м западнее месторождения Правый Саксей (обн. СК-186). По данным нескольких анализов, в таких рудах и оруденелых пироксенитах суммарное содержание платины и палладия составляет в среднем 1,6 г/т [Савельев, 2000]. Общая мощность выходов пород полосчатого комплекса 250–500 м.

Далее в разрезе происходит переход к габбро через горнблендиты (0–50 м), либо через серпентинит-родингитовую (метасоматическую) переходную зону. Габброиды представлены с востока на запад следующими разновидностями: 1) меланогаббро мелкозернистое, полосчатое (100–200 м), 2) мезогаббро мелко-среднезернистое (50–100 м), здесь фиксируется уровень обогащения сульфидами, 3) габбро-диабазы (50–150 м), 4) габбро «изотропное» средне-крупнозернистое, мезо- и лейкократовое, диориты, дайки базальтоидов (0–250 м) и гранитоидов. Полосчатость и минеральная слан-



цветность в меланократовых габброидах и породах верлит-пироксенитового комплекса имеет суб-вертикальное падение: азимут падения (далее — аз. пад.) 80–130°, \angle 70–80°.

В западной части габброидного комплекса, на водоразделе ручьев Тальник и Черный Ключ, широким развитием пользуются дайки диабазов и базальтовых порфиритов, встречаются небольшие выходы гранитоидов (рис. 2.7). Здесь среди габброидов обнажается серия параллельных даек мощностью от десятых долей метра до первых метров. Дайки в основном имеют субмеридиональное простирание с крутым северо-восточным падением (50–60°, \angle 70–80°), они занимают до 50% всего объема толщи.

Вмещающие габброиды характеризуются средне- и крупнозернистым сложением (размер зерен минералов 0,5–4 мм). Порода состоит из плагиоклаза An_{30-50} , почти полностью альбитизированного. Темноцветные минералы представлены клинопироксеном (авгитом состава $En_{37,8-46,6}Wo_{26-31,5}Fs_{26,5-33,7}$) и амфиболами. Породы, слагающие дайковые тела, обладают довольно разнообразными текстурно-структурными особенностями. В разрезе нами встречены диабазы, диабазовые порфириты (плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые), миндалекаменные пироксеновые порфириты. В наиболее мощных телах иногда отмечается зональность, как показано на рис. 2.7.

Центральная часть дайки сложена базальтовым порфиритом мощностью 1,5–2 м (СК-159/5). Первичная структура основной массы витрофирровая. Вкрапленники составляют около 50% объема породы, они представлены лейстами плагиоклаза длиной 0,1–0,6 мм и таблитчатыми кристаллами клинопироксенов размером 0,15–0,3 мм. Иногда отмечаются вариоли размером до 1–1,5 мм, состоящие из радиально расположенных зерен плагиоклаза и заполняющего интерстиции хлорита. Стекло девитрифицировано с образованием эпидот-хлоритового агрегата. Контакты с окружающими породами резкие.

От центра к периферии данная зона сменяется мелкозернистым диабазом (0,4–1 мм) (СК-159/4). Он состоит из лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены ксеноморфными и гипидиоморфными клинопироксенами, почти полностью превращенными в актинолит-хлоритовый агрегат. Структура породы офитовая. Суммарная мощность 1 и 2 зон составляет 3,5–4 м. Далее, по направлению к контакту с габбро, отмечаются маломощные участки вторично измененных вулканитов. Первичные минералы здесь практически не сохранились, их место занимают новообразованные эпидот, пренит и актинолит.

На контакте с габбро развиты специфические породы, макроскопически напоминающие плагиоклазовые порфириты. Однако при изучении их под

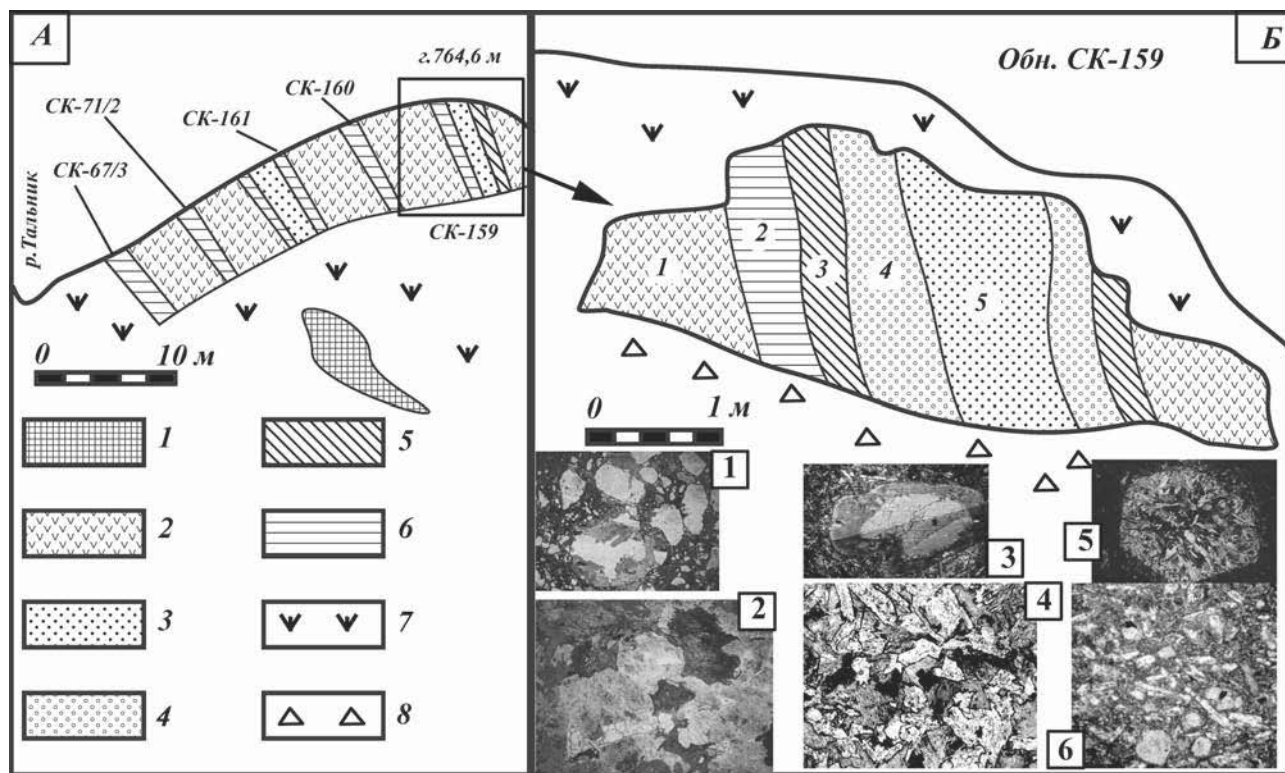


Рис. 2.7. Фрагмент строения дайкового комплекса массива Средний Крак

Условные обозначения: 1 — гранитоиды, 2 — габбро крупнозернистое, 3 — базальтовые порфириты, 4 — диабазы, 5 — эпидотизированные базальтоиды, 6 — брекчия габбрового состава, 7 — задернованные участки, 8 — свалы

микроскопом обнаруживается брекчиевидная структура, обусловленная присутствием значительного количества деформированных обломков плагиоклазов и габбро (размер от 0,03 до 3–4 мм) в тонкозернистой матрице. Последняя, по-видимому, представляет собой материал внедрившейся дайки. Таким образом, внедрение первой порции расплава произошло в еще не полностью затвердевшее габбро, о чем свидетельствует характер контакта: брекчирование, отсутствие зон закалки.

К югу и западу от рассматриваемого участка отмечается большое количество маломощных даек, причем значительная их часть сложена порфиритами. Среди вкрапленников наибольшую роль играют плагиоклазы и пироксены, реже встречаются выделения амфиболов. Клинопироксены имеют размеры 0,3–2 мм. Они образуют гломерокристаллические агрегаты, в отдельных крупных зернах часто проявляется зональность. Вкрапленники плагиоклазов достигают 5 мм и интенсивно альбитизированы. Среди структур основной массы распространены диабазовая, витрофировая, долеитовая.

Массив **Узянский Крака** расположен западнее массива Средний Крака и ограничен практически со всех сторон довольно значительными водотоками — реками Белая, Узян, Черная, Сухоляд. По площади он является наименьшим (около 45 км²) и на 75% сложен породами дунит-гарцбургитового комплекса, на 20–25% краевыми серпентинитами (рис. 2.4). Дунит-гарцбургитовый комплекс представлен преимущественно гарцбургитами, дунит-гарцбургитами и, реже, дунитами. Серпентинизация проявлена довольно значительно: от 100% в краевых серпентинитах до 80–25% в породах дунит-гарцбургитового комплекса. Незначительно в пределах массива развиты небольшие тела пироксенитов, верлитов, габбро-диабазов и габбро.

В пределах массива практически отсутствуют плагиоклазовые лерцолиты. По данным И.С. Чашухина с соавторами [2007], на массиве широким распространением пользуются амфиболсодержащие гарцбургиты и лерцолиты. В центральной и восточной частях массива указанными авторами закартировано поле их выходов размером 4×2 км.

В южной части массива Узянский Крака развиты породы гарцбургитового комплекса с редкими маломощными дайками габбро-диабазов. Среди гарцбургитов незначительным распространением пользуются дуниты и оливин-антигоритовые породы (штубахиты). В дунитах проявлена необычная для массивов Крака «панксеноморфная» структура: порода полностью состоит из крупных ксеноморфных выделений оливина, имеющих извилистые границы зерен. В зернах оливина из дунитов и штубахитов повсеместно проявлена отчетливая спайность, что вообще является редкостью для пороодообразующего оливина массивов Крака.

Характерной особенностью дунитов южной части массива Узянский Крака является также повышенная вкрапленность хромшпинелидов, наличие сульфидов железа и никеля, а также аваруита [Ковалёв, Сначёв, 1998]. В дунитах южной части массива локализованы небольшие проявления хромитов — Черная Речка, Кагармановское и др. В северо-западной части массива, на окраине пос. Узян, также наблюдается увеличение доли дунитов в разрезе, часто в них повышено содержание хромшпинелидов, вплоть до образования рудных скоплений бедновкрапленного типа (проявление Южно-Узянское и др.).

Наиболее крупным из четырех рассматриваемых массивов является **Южный Крака**, площадь его составляет 450 км². Практически весь он расположен в междуречье Белой, Каги и Нижнего Узяна, за исключением юго-восточного окончания (хр. Мал. Юкали), которое отрезано от основного тела гипербазитов р. Н. Узян. В целом же форма массива близка к изометричной и лишь с юга в него глубоко вдается клин осадочных пород зилаирской свиты.

Большую часть площади массива Южный Крака занимают гарцбургиты, породы дунит-гарцбургитового комплекса, реже встречаются дуниты и лерцолиты. Гарцбургиты развиты большей частью в северной и центральной частях массива, а дунит-гарцбургитовый комплекс — в юго-западной. Присутствие среди гипербазитов Южного Крака лерцолитов признается всеми исследователями, но оценки их количеств варьируют из-за расхождений в классификации этих пород [Клочихин и др. 1969 г., Москалёва 1974, Савельева 1987].

При проведении поисковых работ на хромитовое оруденение нами было детально изучено геологическое строение Апшакской площади, которое приводится на рис. 2.8. Приконтактовая часть массива представлена зоной серпентинитового меланжа. На севере площади, в районе хребта Ашкаровские горы, зона серпентинитового меланжа очень узкая, ширина ее составляет десятки — первые сотни метров. Резкое расширение ее происходит в месте крутого перегиба долины руч. Мал. Апшак, южнее д. Магадеево ширина зоны достигает двух и более километров. Строение зоны характеризуется преобладанием в ее составе серпентинитов без сохранения структур первичных пород. Обычно они интенсивно рассланцованы, рассечены многочисленными трещинами, заполненными либо также серпентинитами, либо карбонатами.

Наряду с серпентинитами в строении зоны меланжа принимают участие блоки гипербазитов различного состава: гарцбургитов, дунитов, лерцолитов. Однако они играют здесь подчиненную роль и характеризуются незакономерным (хаотическим) расположением.

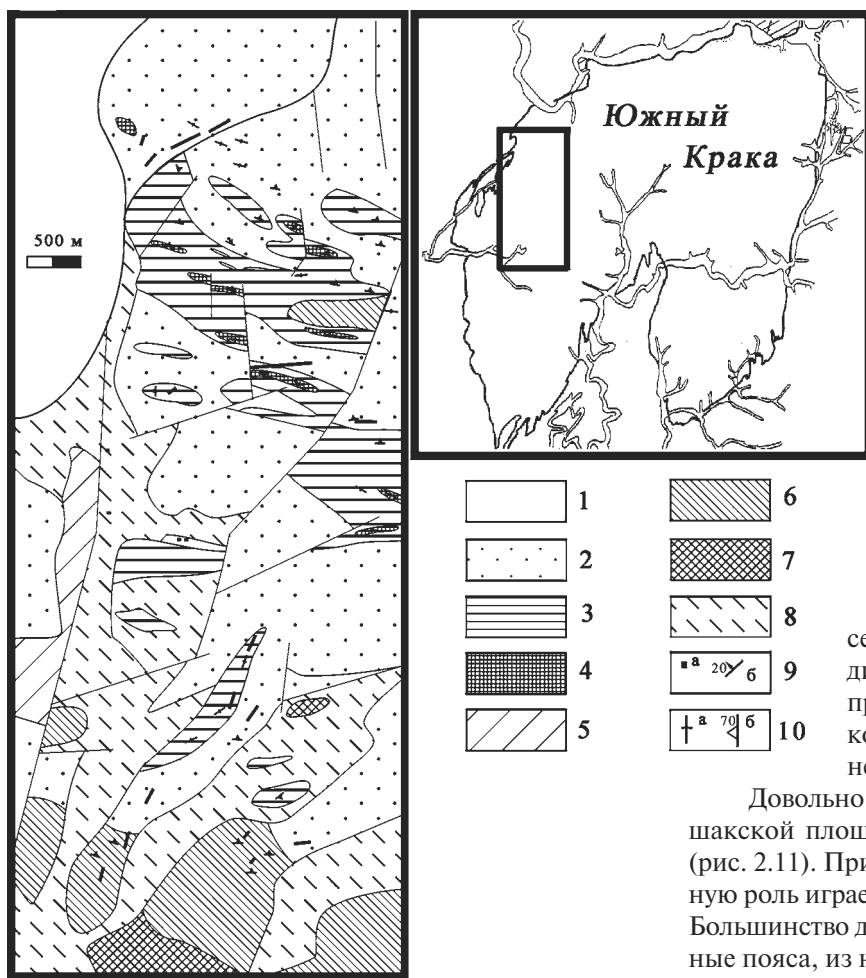


Рис. 2.8. Геологическое строение Апшакской площади и ее положение на массиве Южный Крака

Условные обозначения: 1 — вмещающие осадочные породы палеозоя, 2 — преимущественно шпинелевые перидотиты (дунитов < 10%), 3 — дунит-гарцбургитовый комплекс (дунитов 10–30%), 4 — дунитовые тела, 5 — преимущественно апогарцбургитовые серпентиниты, 6 — дунит-гарцбургитовый комплекс нерасчлененный (дунитов 30–50%), 7 — преимущественно аподунитовые серпентиниты, 8 — серпентиниты рассланцованные, 9 — выходы габброидов и элементы залегания их полосчатости, 10 — элементы залегания первичной полосчатости пород (а — вертикальное, б — наклонное)

Большая часть Апшакской площади сложена породами дунит-гарцбургитового комплекса (рис. 2.9). Несмотря на достаточно расчлененный рельеф территории, коренные выходы гипербазитов встречаются не часто и в 90% случаев представлены гарцбургитами. Больше всего их на гребнях, реже они встречаются в крутых бортах логов. Обнажения дунитов встречаются очень редко, более мощные их выходы (> 10 м) обычно приурочены к локальным понижениям в рельефе: в пределах гребней — это седловины, на склонах — пологие участки.

Все изученные нами образцы дунитов являются в значительной степени серпентинизированными, чаще это аподунитовые серпентиниты. В отличие от серпентинитов зон меланжа для них характерно сохранение структуры первичных пород, отсутствие вторичного магнетита и метаморфических преобразований аксессуарных хромшпинелидов. Характерным признаком дунитов в естественных обнажениях является отдельность, близкая к шаровой (рис. 2.10).

Для дунитов и аподунитовых серпентинитов рассматриваемой площади характерно развитие петельчатой структуры. В ядрах петель обычно размещаются реликты первичного оливина либо

серпофита, петли сложены α -лизардитом. Редко в породах присутствуют прожилки хризотила. В аксессуарных количествах присутствует хромшпинелид (0, n–5%).

Довольно широким распространением на Апшакской площади пользуются дайки габброидов (рис. 2.11). При изучении габброидов положительную роль играет их устойчивость к выветриванию. Большинство даек габброидов образуют протяженные пояса, из них наиболее развиты пояса субширотного простирания (аз. прост. 70–90°). Дайки, слагающие данные пояса, находятся в тесной пространственной связи с дунитовыми телами, субпараллельны им или образуют с дунит-гарцбургитовой полосчатостью острые углы (10–20°).

Дайки сложены преимущественно в различной степени измененными габбро-диабазами с офитовой структурой. В большей степени изменены обычно темноцветные минералы, первичные пироксены в породах практически не диагностируются. Плаггиоклаз свежий, часто обнаруживает зональное строение, состав его варьирует от № 44 до № 57. Рудные минералы представлены титаномагнетитом либо магнетитом. Вторичные изменения обычно выражены в уралитизации пироксенов, реже — сосюритизации и пелитизации плаггиоклазов, образовании эпидота, пренита, цоизита, тремолита и актинолита.

Второй по распространенности разновидностью габброидов на изученной территории являются мелкозернистые роговообманковые габбро (вплоть до плаггиоклазовых горнблендитов). Они образуют пояс субмеридионального простирания, закартированный нами в центральной части рассматриваемой площади, на водоразделе ручьев Бол. и Мал. Апшак. В составе пояса преобладают маломощные дайки (10–20 м), редко в них проявлена гнейсовидность (обн. А-695), аз. пад. полос-

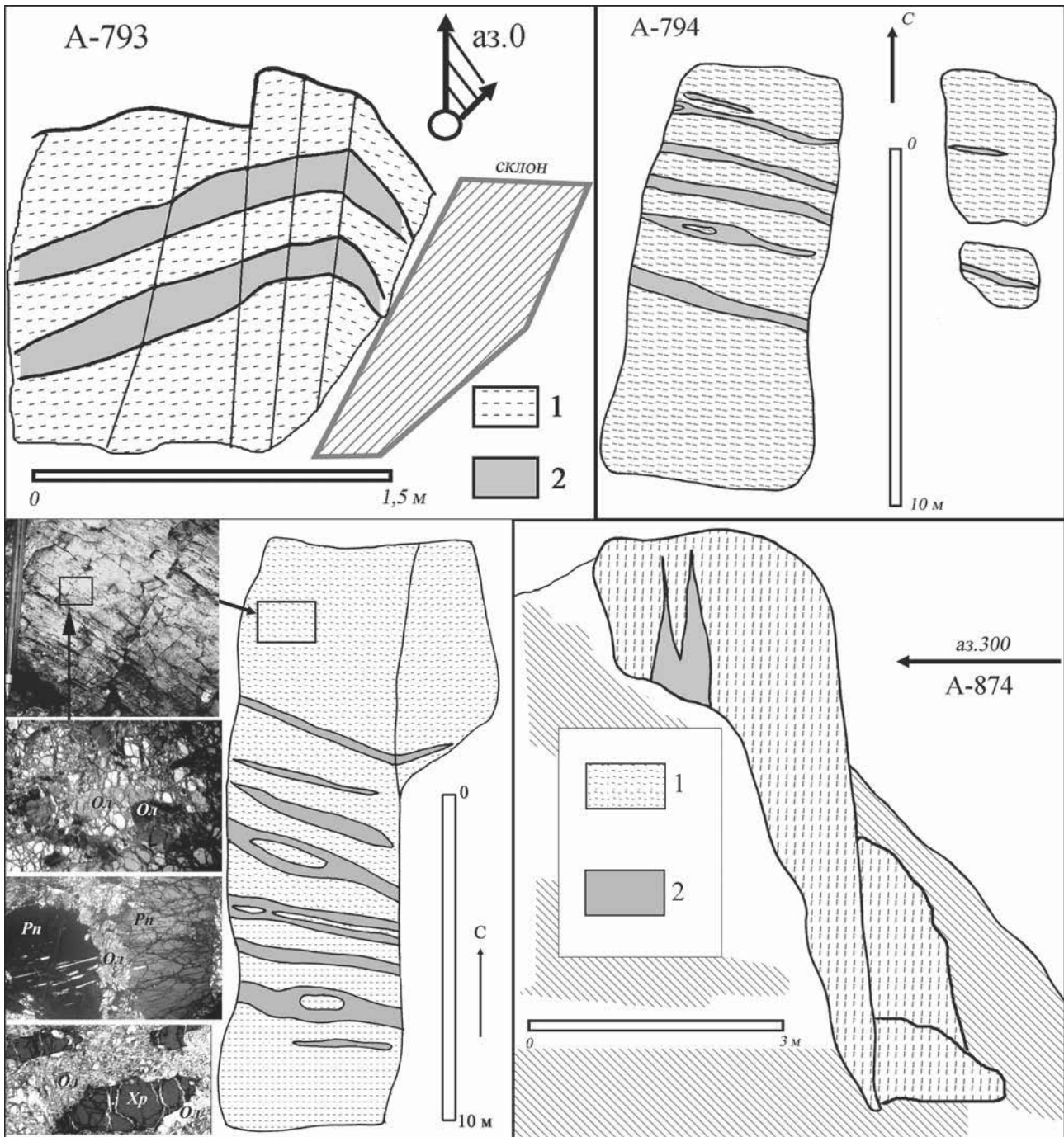


Рис. 2.9. Строение дунит-гарцбургитового комплекса массивов Крака на макро и микроуровнях
Условные обозначения: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты

частоты $\approx 270^\circ \angle 10-15^\circ$. Для данной разновидности пород характерна повышенная меланократовость (роговая обманка/плагиоклаз = 1–4), большой идиоморфизм роговой обманки, плеохроирующей в зеленовато-бурых тонах, по отношению к плагиоклазу, который чаще всего представлен мелкими изометричными округлыми зернами («гранулированный»). Роговая обманка характеризуется свежим обликом, плагиоклаз в большинстве случаев сосюртитизирован. Акцессорные и рудные мине-

ралы представлены титаномагнетитом (\pm апатит) либо магнетитом.

Кроме описанных выше разновидностей, в пределах массива встречаются разрозненные дайки габбро-диабазов и среднезернистого габбро, по составу и структуре сходные с породами первой группы, но не образующие поясов. В некоторых таких дайках при изучении пород под микроскопом нами обнаружены единичные зерна ортита (обн. СК-1607, 1608).

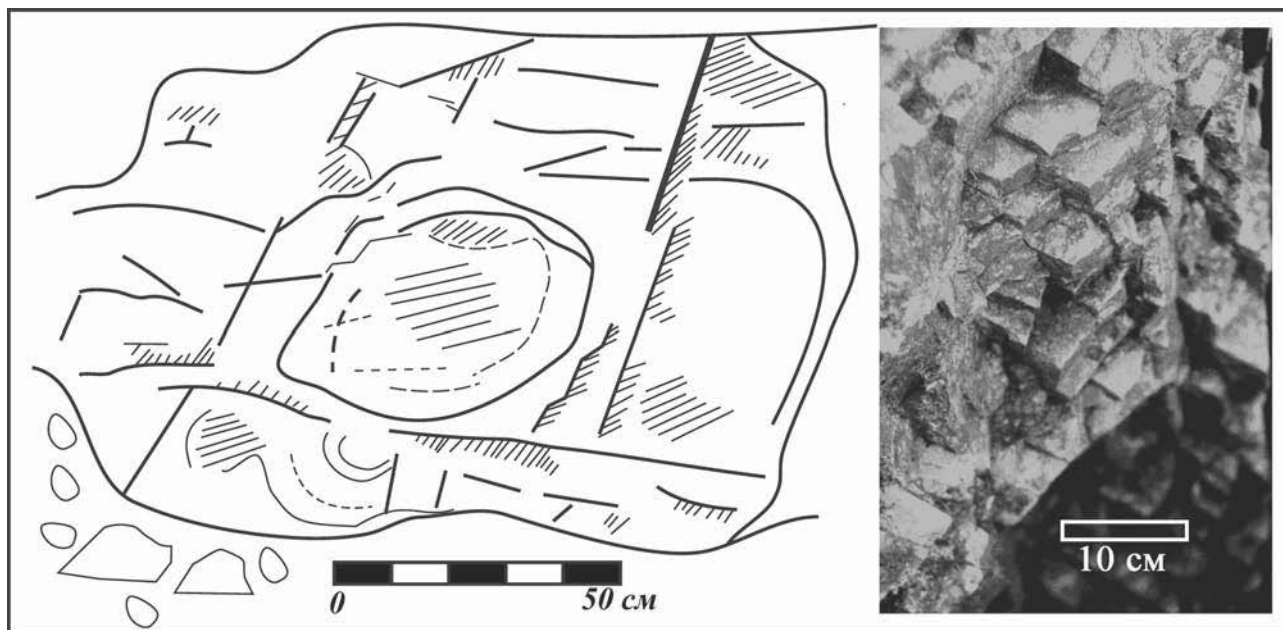


Рис. 2.10. Особенности строения дунитовых тел на макроуровне

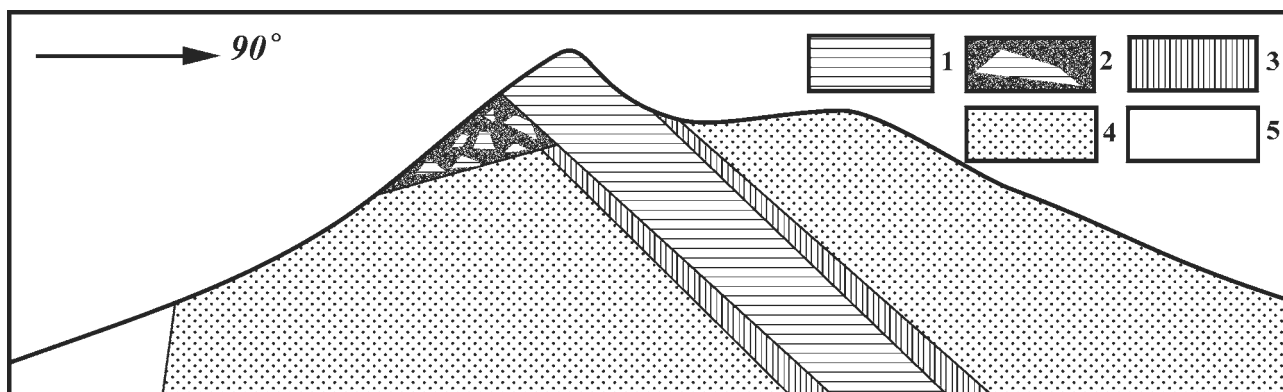


Рис. 2.11. Дайка габбро-диабазов на рудопроявлении Ситновское (т. А-635)

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — габбро-диабазы, 4 — серпентиниты, 5 — элювиально-делювиальные развалы (габбро-диабазы)

Особый интерес представляют тела гранатовых габброидов, обнаруженные в пределах массива Южный Крака (рис. 2.12). Одно из них обнажается среди гарцбургитов и серпентинитов в правом борту руч. Саптарат на южном склоне г. Горелый Каший. Мощность дайки 15–20 м, характерной чертой строения тела является четко выраженная полосчатость и крупнозернистое сложение пород (размер зерен 2–5 мм и более). Азимут падения полосчатости $350-0^\circ \angle 10-20^\circ$. Снизу вверх по разрезу дайки наблюдается следующая последовательность пород:

1) 0–5 м полосчатые породы, состоящие из крупнозернистой двупироксеновой основной массы с равномерной вкрапленностью зерен розового граната, а также полос шириной 0,5–4 см, сложенных плагиоклазом. При этом полосы плагиоклаза преимущественно мономинеральные, а гранат тяго-

теет к меланократовым участкам. Количественные соотношения минералов примерно следующие: плагиоклаз 20%, гранат 30%, пироксены около 50%;

2) 5–7 м переходная зона: здесь происходит уменьшение количества граната, становятся реже полосы плагиоклаза;

3) 7–10 м гранатовый вебстерит;

4) 10–11 м габбро-норит крупнозернистый, слабо выражена линейность агрегатов плагиоклаза;

5) 11–13 м плагиоклазовый вебстерит порфирированный, вкрапленники пироксенов до 2 см, в общей среднезернистой массе до 5–10% плагиоклаза, гранат практически отсутствует;

6) 13–14 м элювий крупнозернистого габбро (плагиоклаз до 40%);

7) Задерновано, отдельные выходы светлого метасоматита и апогарцбургитовых серпентинитов.

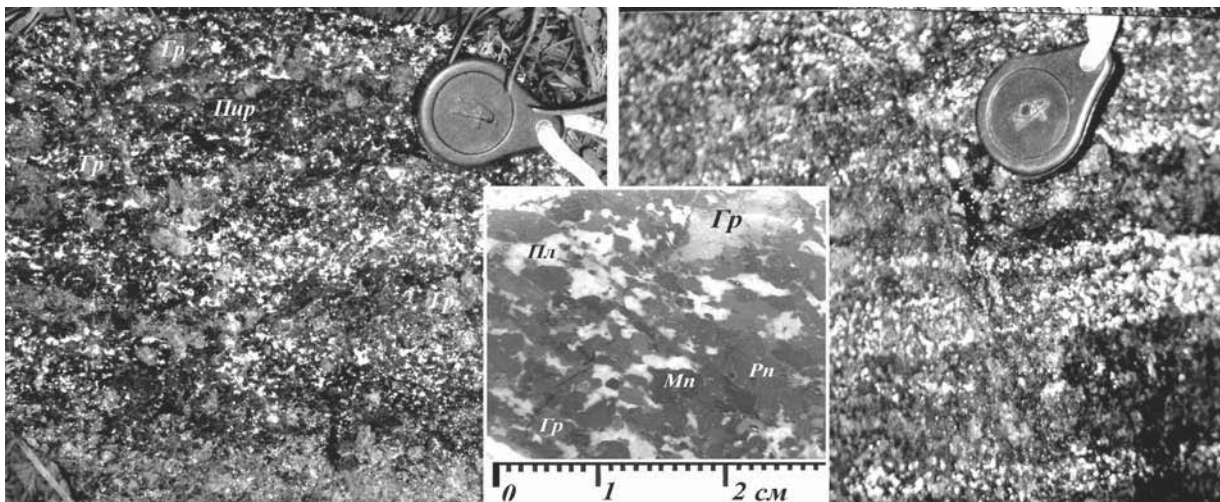


Рис. 2.12. Полосчатые гранат-плагиоклаз-пироксеновые породы (светлые полосы — преимущественно плагиоклаз)

При изучении пород под микроскопом наблюдается следующее. Плагиоклаз практически полностью пелитизирован, преобладают ксеноморфные зерна, часто образующие цепочки. Строение меланократовых прослоев разнозернистое, пироксены образуют две генерации зерен: 1) более крупные (от 2–3 мм до 1–2 см) порфиробласты, преимущественно представленные моноклинным пироксеном и 2) среднезернистые зерна основной массы (0,8–1,2 мм) вебстеритового состава с отношением клинопироксен/ортопироксен ≈ 3 . Гранат образует обычно довольно крупные зерна (3–5 мм), разбитые сетью трещин, по которым происходит замещение его плагиоклазом, по краям зерен граната часто наблюдается келифитовая кайма волокнистого амфибола.

В единичных выходах, в пределах участка «Южный» (юг Апшакской площади), встречены клинопироксениты и базальтовые порфириды, представленные маломощными телами (0,1–1 м) в гарцбургитах и дунитах.

Рассматривая в целом геологическое строение массивов Крака, можно отметить следующие особенности. Массивы Северный, Узянский и Южный Крака сложены преимущественно ультрабазитами и слабо дифференцированы. Так, на массиве Северный Крака наиболее широким развитием пользуется лерцолит-гарцбургитовый комплекс при резко подчиненной роли дунитов. Массивы Узянский и Южный Крака сложены породами гарцбургитового и дунит-гарцбургитового комплексов. В последнем дуниты составляют не более 10% от общего объема толщи. Наиболее дифференцированный разрез характерен для массива Средний Крака: с северо-востока на юго-запад клинопироксеновые гарцбургиты последовательно сменяются дунит-гарцбургитовым комплексом с преобладанием дунитов, полосчатым верлит-клинопироксенитовым и габброидами.

2.1.2. Гипербазиты северной части Сакмарской зоны

Акзигитовский гипербазитовый массив расположен северо-западнее слияния рек Сакмара и Зилаир, в 3 км к западу от д. Урусбаево (рис. 2.13). Ультрабазиты развиты на площади 7×7 км, по ее северной и южной периферии закартированы изометричные тела габброидов размером до 0,3×0,5 км. Несмотря на значительную расчлененность рельефа, массив сильно залесен и характеризуется слабой обнаженностью. От вмещающих образований геоморфологически он практически не отличается. Коренные породы обнажаются главным образом по долинам ручьев Явтуба и Арапьян, а также в полотне дороги, пересекающей массив от южной до северо-восточной границы.

Внутреннее строение массива характеризуется частым чередованием в разрезе ультрабазитов, габброидов, метасоматитов и вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Степень серпентинизации гипербазитов обычно превышает 90%, чаще всего они представлены черными и темно-зелеными рассланцованными серпентинитами.

Среди серпентинитов Акзигитовского массива встречены апогарцбургитовые, аподунитовые, апопироксенитовые (бастититы) разновидности. Кроме того, широко распространены интенсивно рассланцованные серпентиниты без реликтов первичных пород. Апогарцбургитовые серпентиниты диагностируются по значительному количеству в них баститовых псевдоморфоз по энстатиту (до 40%), реликты ортопироксенов не сохранились. Несмотря на полное замещение первичных силикатов, в породах обнаруживаются признаки твердо-пластических деформаций, которые претерпели гарцбургиты в мантийных условиях. Они выражены в характерных изгибах трещин спайности и неоднородном погасании,

унаследованном баститом от первичных пироксенов.

Все изученные образцы гипербазитов Акзигитовского массива обладают высокой магнитной восприимчивостью ($\chi = 270\text{--}3900 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, в среднем $1500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), что связано с постоянным присутствием в породах значительных количеств вторичного магнетита. На 1–2 порядка

ниже значения магнитной восприимчивости в габброидах ($\chi = 6\text{--}35 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и пироксенитах ($\chi = 16\text{--}130 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), а также базальтах вмещающих пород ($\chi = 3\text{--}40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Изверженные породы основного состава, ассоциирующиеся с гипербазитами, представлены полнокристаллическими разновидностями от габбро-диабазов (обр. Шт-8/1) до крупнозернистых

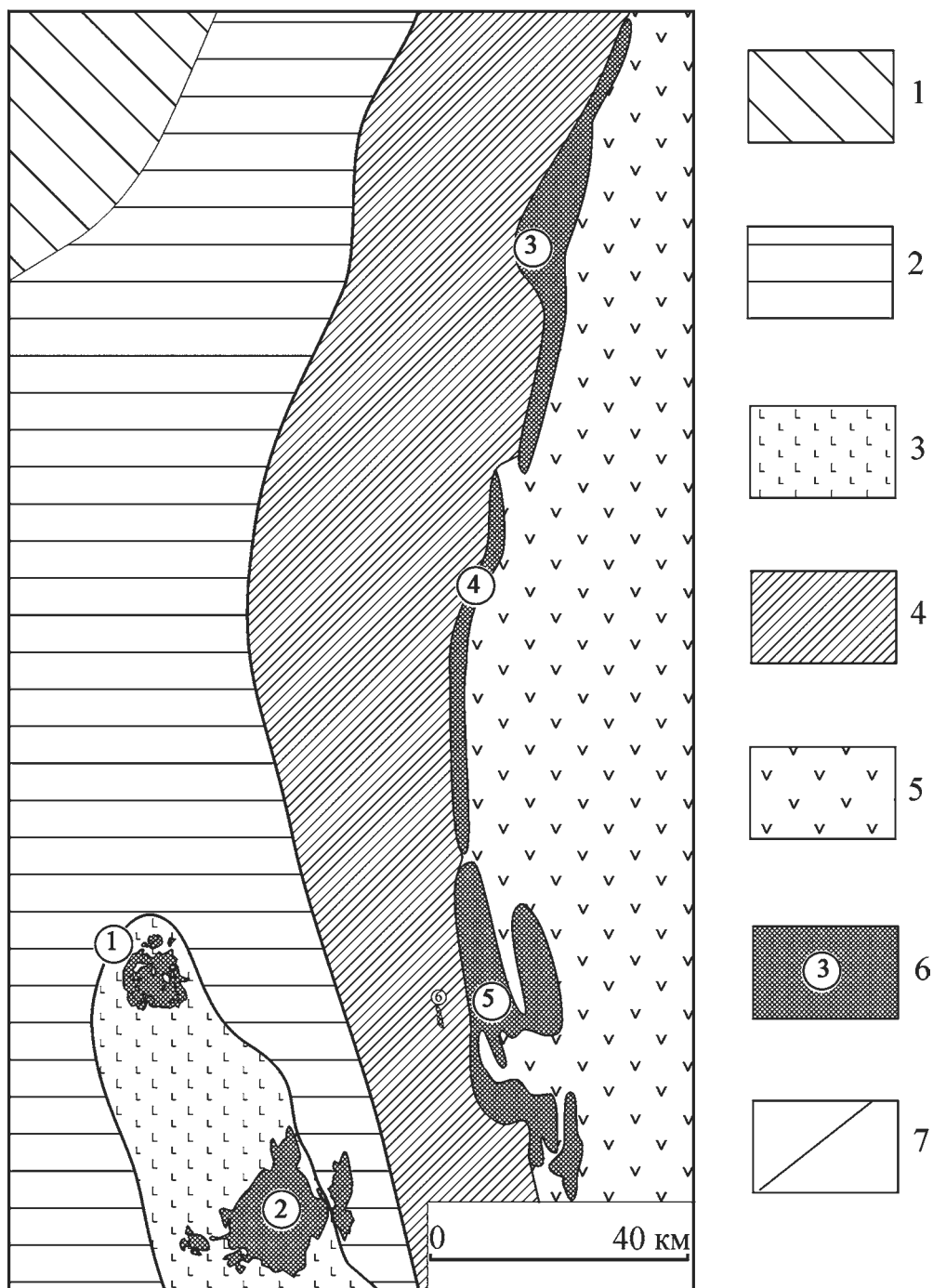


Рис. 2.13. Схема расположения гипербазитовых массивов северной части Сакмарской зоны и центральной части Главного гипербазитового пояса

Условные обозначения: 1 — Башкирское поднятие; 2 — Зилаирский мегасинклиорий; 3 — Сакмарская зона; 4 — зона Уралтау; 5 — Магнитогорская мегазона; 6 — гипербазитовые массивы и их номера (1 — Акзигитовский, 2 — Катралинский, 3 — Верхне-Присакмарский, 4 — Присакмарский, 5 — Байгускаровский); 7 — геологические границы

и пегматоидных габбро (обр. ШТ-14/1, 2), а также базальтоидами (обр. ШТ-10), их туфами и туфопесчаниками (обр. ШТ-15, 23).

Состав габбро варьирует от мелано- до лейкократовых, главными породообразующими минералами являются роговая обманка, обычно плеохроирующая в зеленовато-коричневых тонах (40–70%), и плагиоклаз (20–60%), реже встречается клинопироксен. Из структур развита габбровая с близким идиоморфизмом цветных минералов и плагиоклаза, в диабазах и базальтоидах преимущественно проявлены офитовая и интерсертальная с большим идиоморфизмом лейст плагиоклаза.

Габброиды в значительной степени изменены вторичными процессами. По первичной роговой обманке и пироксенам образуются актинолит и тремолит, плагиоклаз пелитизируется, сосюритизируется, иногда в породах наблюдаются крупнозернистые скопления пренита, эпидота, цоизита. Габбро-диабазы с первичной интерсертальной структурой (обр. ШТ-15/1) преобразуются в хлорит-тремолитовые породы с характерными «розетками» радиально-лучистого строения, сложенными тремолитом; хлорит заполняет интерстиции. В некоторых образцах габбро-диабазов (обр. ШТ-8/1) в небольших количествах (первые проценты) встречены цеолиты (томсонит), слагающие округлые выделения радиально-лучистого строения. Из рудных минералов в габброидах распространены сульфиды (пирит (обр. ШТ-3/1)), титаномагнетит (обр. ШТ-8/1), обычно замещенный лейкоксеном и рутилом. Вблизи с телами габброидов развиты своеобразные апоперидотитовые породы (обр. ШТ-14). Они сложены на 50–70% моноклинными и ромбическими пироксенами (0,2–3 мм), которые замещены серпентином и амфиболами. Ортопироксен практически полностью замещен баститом (90–100%), по клинопироксену развиваются актинолит и тремолит (70–80%). Остальной объем породы занимает тонкозернистый агрегат состава: серпентин ± тальк ± хлорит.

Катралинский массив расположен в 40 км к северу от г. Медногорск и в 5 км к востоку от впадения р. Катрал в Сакмару. Геоморфологически массив резко выделяется среди окружающих его осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Он образует поднятие изометричной формы, образованное гребнями, веерообразно расходящимися от его «центральной оси», по вершинной части которой проходит дорога. Рельеф массива по сравнению с вмещающими породами довольно сильно расчленен, относительные превышения хребтов над долинами достигают 100–150 м, массив почти лишен растительности. Геоморфология массива очень напоминает таковую массивов Крака, Нурали и Миндяк «в миниатюре». Массив имеет грушевидную форму, он вытянут с севера на юг на 10 км, ширина его составляет в северной части около

3 км, в южной — до 7 км (рис. 2.14). Южнее и восточнее массива обнажаются более мелкие тела гипербазитов, западнее, в районе д. Акчура, расположен небольшой массив габброидов.

В геологическом строении массива принимают участие в различной степени серпентинизированные ультрабазиты ряда лерцолит — гарцбургит — дунит. Смена пород в разрезе обусловлена чередованием полос, в различной степени обогащенных пироксенами. Наибольшим распространением пользуются шпинелевые перидотиты с содержанием ортопироксена от 10 до 40%. Макроскопически они представляют собой трещиноватые породы желтых и светло-коричневых тонов, иногда с зеленоватым оттенком. Рассматриваемые породы характеризуются средне- и крупнозернистым сложением, на выветрелой поверхности их четко выделяются таблички ортопироксенов желто-зеленого цвета размером 2–5 мм.

Зерна пироксенов несут следы пластических и хрупких деформаций. Первые выражены в волнистом погасании, изгибе трещин спайности и ламеллей диопсида, вторые — в корродировании краев крупных зерен и присутствии порфирикласической структуры. Иногда ромбические пироксены образуют мономинеральные скопления, характеризующиеся крупно- и гигантозернистым сложением (10–20 мм и более). Моноклинные пироксены в перидотитах образуют, как правило, мелкие зерна (0,1–1 мм), присутствуют в аксессуарных количествах (2–5%, в лерцолитах — до 10%), они менее подвержены деформации и вторичным изменениям. Реликты диопсида иногда наблюдаются даже в полностью серпентинизированных породах.

Оливин в гипербазитах Катралинского массива почти полностью замещен минералами серпентиновой группы. В редких случаях, когда его можно диагностировать под микроскопом, оливин представлен мелкими (0,05–0,1 мм) разрозненными реликтами, расположенными в ядрах петель, образованными α -лизардитом. Первичные зерна, границы которых определяются по трассирующим их цепочкам вторичного магнетита, а иногда — по одновременному погасанию реликтов, имели размеры 0,5–5 мм. В отдельных образцах лерцолитов были обнаружены свежие зерна оливина, обладающие четкими кристаллографическими очертаниями и спайностью.

Хромшпинелиды присутствуют во всех разновидностях гипербазитов в количестве 1–5%. В серпентинизированных лерцолитах они представлены зернами ксено- и гипидиоморфных очертаний, хорошо просвечиваемыми кремовым и светло-коричневым цветами, иногда с красноватым оттенком. По составу хромшпинелид перидотитов отвечает хромпикотиту. В гарцбургитах, дунитах, апогарцбургитовых серпентинитах хромшпинелиды

просвечивают красно- и темно-коричневыми цветами, в шпинели из β -лизардитизированных пород по периферии появляется характерная черная кайма хром-магнетита.

Дуниты отличаются от шпинелевых перидотитов отсутствием пироксенов и меньшей трещиноватостью. Они в различной степени распростра-

нены по всей площади массива, максимальные значения дунитовой составляющей фиксируются в его центральной и юго-восточной частях, где ранее закартирован «полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс» [Никитин, 1973 г.; Варлаков, 19786]. При изучении структурных элементов гипербазитов установлено, что простирание полосчатости

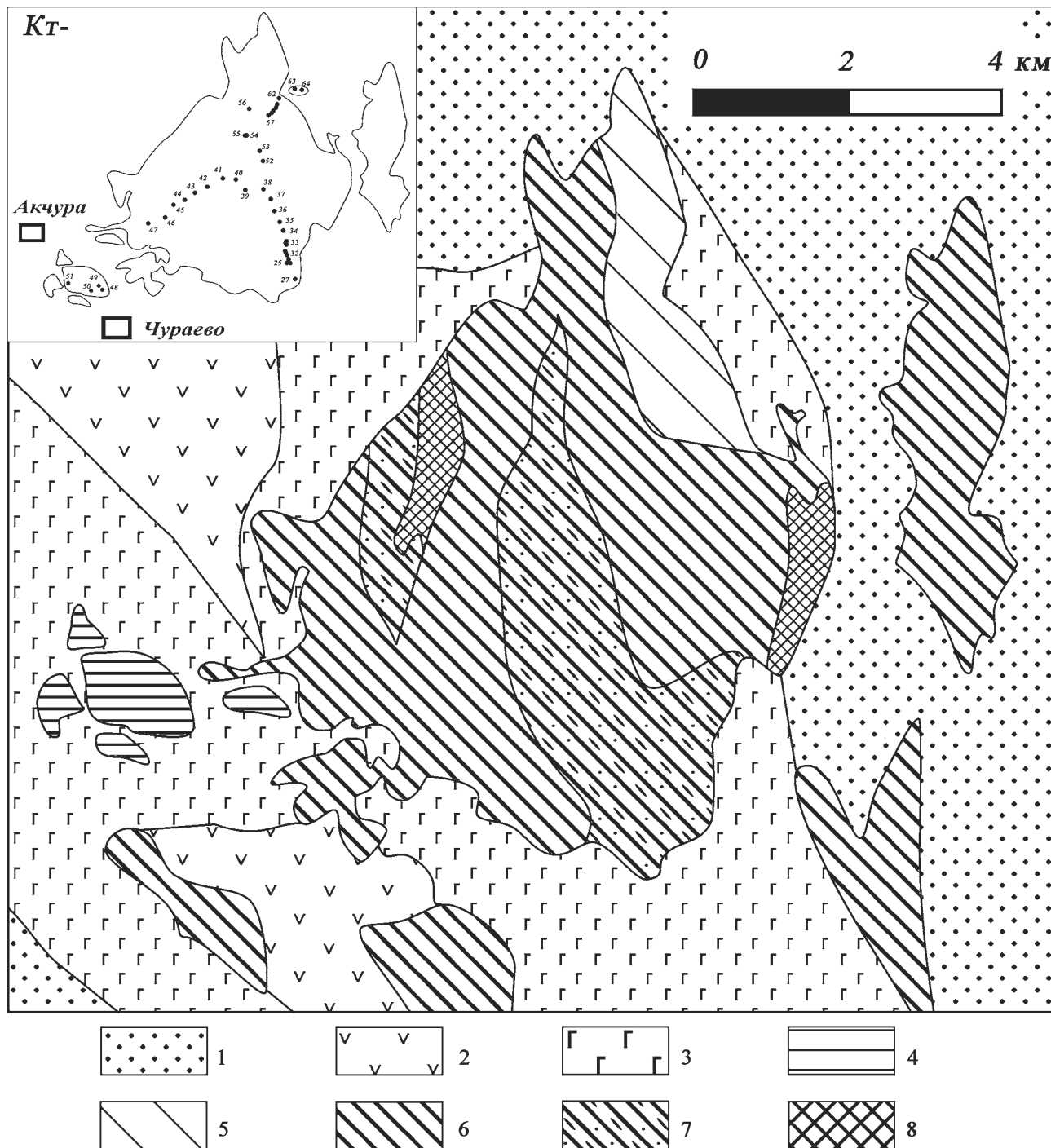


Рис. 2.14. Схема геологического строения Катралинского массива (составлена с использованием данных Д.Д. Криницкого [1963 г.], И.И. Никитина [1973 г.], А.С. Варлакова [19786])

Условные обозначения: 1–3 — вмещающие породы (1 — осадочные отложения зилаирской свиты, 2 — силурийские вулканогенно-кремнистые отложения сакмарской свиты, 3 — ордовикские вулканогенно-осадочные отложения кураганской и губерлинской свит); 4 — габброиды Акчуринского массива и мелких тел; 5–8 — гипербазиты Катралинского массива (5 — преимущественно лерцолиты, 6 — преимущественно гарцбургиты, 7 — дунит-гарцбургитовый комплекс, 8 — преимущественно дуниты)

в гарцбургитах, обусловленной цепочечным расположением зерен ортопироксенов и хромшпинелидов, согласно с простираем контактов дунитовых тел и составляет обычно 280–300°. Иногда к дунитовым жилам приурочены незначительные по размерам скопления хромитов.

В целом для Катралинского массива не характерны заметные проявления тектонического воздействия: зоны меланжа, рассланцевания и т. д. В пределах массива, даже в его периферических частях, очень незначительное распространение имеют рассланцованные серпентиниты, столь характерные для ультрамафитовых тел Вознесенско-Присакмарской зоны.

Габброиды Акчуринского массива представлены преимущественно мелко-среднезернистыми (0,1–2,5 мм) роговообманковыми разновидностями, иногда проявлены полосчатые текстуры. Первичная роговая обманка плеохроирует в зеленовато-коричневых тонах, ее содержание в породах варьирует от 40 до 60%. Реликты первичных пироксенов в породах практически не сохранились.

Степень изменения пород различна: от свежих (обр. Кт-44) до в значительной степени измененных (обр. Кт-50/1) и апогаббровых метасоматитов (обр. Кт-48). В образцах неизмененных габбро наблюдаются следы деформаций: изгиб зерен плагиоклазов, механические двойники в темноцветных минералах. По первичным фемическим минералам развивается уралит, актинолит, тремолит. Плагиоклаз в большинстве образцов полностью сосюртитизирован или пелитизирован. Иногда на его месте, а также по трещинам в породе образуются скопления относительно крупных зерен эпидота, цоизита и пренита. В нескольких образцах (обр. Кт-44, 48) в количестве 0, n–5% встречен цеолит (томсонит).

Магнитная восприимчивость гипербазитов Катралинского массива изменяется в довольно

широких пределах и во многом зависит от характера серпентинизации пород (табл. 2.1). Минимальными значениями χ ($20–123 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) характеризуются перидотиты центральной и северной частей массива (преимущественно — лерцолиты), в которых проявлена α -лизардитовая фация серпентинизации, проходящая практически без образования вторичного магнетита. На порядок выше значения магнитной восприимчивости в β -лизардитизированных гипербазитах, а также в апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитах, сложенных β -лизардитом и хризотилом ($\chi = 110–820 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Максимальные значения данного показателя зафиксированы в серпентинитах краевых частей массива, где в приразломных зонах наиболее интенсивно проявлена хризотилизация ($\chi = 750–5100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Все породы габброидного комплекса массива являются слабомагнитными ($\chi = 15–50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Также практически немагнитны жильные пироксениты, залегающие среди перидотитов центральной части массива. Изучение магнитных свойств густо- и средневкрапленных хромитовых руд одного из проявлений массива показало, что χ хромитов варьирует в довольно широких пределах ($300–1400 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), причем иногда значительные вариации наблюдаются даже в одном образце, и не зависит от густоты вкрапленности рудных минералов.

2.1.3. Гипербазиты зоны Уралтау

В пределах зоны Уралтау массивы альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации встречаются редко и характеризуются небольшими размерами. Здесь можно выделить Бирсинский, Абдулкасимовский и Бзаубашский гипербазитовые массивы. Вмещающими породами для них являются мета-

Таблица 2.1

Магнитная восприимчивость пород

Массив	Название породы	Кол-во образцов	Кол-во измерений	Характер серпентинизации	Магнитная восприимчивость (ед. СИ·10 ⁵)	
					мин.–макс.	средняя
Катралинский	габбро	17	47		14–48	30
Катралинский	пироксенит	1	6		4–5	4,5
Катралинский	перидотиты и дуниты	10	25	α -лизардит	20–123	70
Катралинский	перидотиты и дуниты	21	58	β -лизардит, хризотил	110–820	330
Катралинский	серпентиниты	9	25	хризотил	750–5100	1630
Катралинский	хромиты	5	14		300–1400	775
Акзигитовский	базальты	5	12		3–40	20
Акзигитовский	габбро	16	37		6–35	22
Акзигитовский	пироксениты	3	7		16–130	57
Акзигитовский	серпентиниты	15	42	Хризотил (антигорит)	270–3900	1500

морфические образования суваянского комплекса. Кроме того, среди максютовских метаморфитов А.А. Алексеевым и В.А. Волошиным [1973] выявлены небольшие тела гипербазитов ташлинского комплекса.

Бирсинский серпентинитовый массив образует линзовидное тело размером 5×2 км, расположенное к западу от массива габброидов и отделенное от них узкой долиной р. Бирси. Массив имеет субширотное простирание и залегает согласно с направлением сланцеватости вмещающих его парасланцев мазаринской свиты. Вдоль северо-западного ограничения серпентинитов имеются единичные тела габброидов, аналогичные таковым Кирябинского массива. Небольшие тела серпентинитов и габброидов, группирующиеся в субширотную полосу, известны также в 1,5 км западнее Бирсинского массива. Они прослежены по простиранию на расстояние более 7 км вплоть до долины р. Белой. В западном направлении ширина полосы, насыщенной ультрабазитами, постепенно сужается; мощность, протяженность и количество тел уменьшается, а простирание тектонической зоны приобретает северо-восточное направление.

Несколько иное структурное положение занимает **Абдулкасимовский серпентинитовый массив**. Он расположен в 7 км к югу от основной полосы габброидов Кирябинского массива и имеет широтное до юго-восточного (110–115°) простирание, торцово сочленяясь на востоке с зоной Главного Уральского разлома (ГУР). Серпентиниты залегают среди метаморфитов уткальской свиты, образуя линзовидное тело размером 0,5×4,0 км, наследующее небольшой субширотный разлом, зажатый между зонами Барангуловского разлома и ГУРа. Строение массива неоднородно, в его составе наряду с преобладающими серпентинитами, встречаются также небольшие тела серпентинизированных гарцбургитов, пироксенитов и дунитов.

Бзаубашский серпентинитовый массив расположен на правом берегу ручья Бзаубаш в 700 м выше его впадения в р. Бетерю. Массив залегает среди отложений бетринской свиты силура, представленной углеродисто-кремнистыми, углеродисто-глинистыми сланцами, филлитизированными сланцами с прослоями кварцитов и алевролитов. В структурном отношении он расположен в при-

бортовой части Уралтауского мегантиклинория в области его сочленения с Зилаирским прогибом. Эта область сочленения двух указанных структур имеет тектоническую природу и пространственно совпадает с положением Зилаирско-Уралтауского разлома, к которому и приурочен серпентинитовый массив.

На эрозионной поверхности массив образует небольшое линзовидное тело размером 1,0×0,5 км, вытянутое вдоль разлома в северо-восточном направлении. Обнаженность его плохая, самые общие представления о составе пород можно получить лишь по редким разрозненным коренным выходам в центральной и восточной краевой частях массива. Степень его изученности, по указанной причине, явно недостаточна, и надежно обоснованные сведения о строении массива, петрографо-петрохимических особенностях пород и их металлогенической специализации отсутствуют.

По нашим данным, наибольшее распространение в центральной части массива имеют плотные мелкозернистые аподунитовые серпентиниты темно-зеленого цвета. Они сложены на 70–90% петельчатым апооливиновым α -лизардитом. В ядрах петель располагаются мелкие (0,1–0,3 мм) реликты первичного оливина. В аксессуарных количествах присутствуют хромшпинелиды и магнетит. Иногда их содержание в породе достигает 5–10% («рудные» аподунитовые серпентиниты). Встречаются также апогарцбургитовые серпентиниты с вкрапленностью крупных (до 6 мм) пироксенов, псевдоморфно замещенных баститом.

В краевых частях массива наибольшее распространение имеют хризотилитовые серпентиниты. Их характерной особенностью является интенсивная рассланцованность, обилие зеркал скольжения, спутанно-волокнистая микроструктура. В отдельных обнажениях отмечается наличие хризотил- и амфибол-асбеста.

В зоне контакта гипербазитов с вмещающими филлитизированными сланцами ультраосновные породы сильно осветлены и представлены мелкозернистыми метасоматическими разностями, обильно насыщенными кварцевыми жилами. В составе пород, кроме минералов группы серпентина, присутствуют метасоматический кварц и карбонаты.

2.2. ГЛАВНЫЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС ЮЖНОГО УРАЛА

2.2.1. Гипербазиты зоны сочленения Южного и Среднего Урала

2.2.1.1. Гипербазиты листа N-41-I

Граница Среднего и Южного Урала обычно проводится по пережиму зеленокаменной полосы в месте смены Магнитогорской мегазоны Тагильской, приблизительно на широте города Кыштым. На данной площади ультрабазиты встречаются в различных структурно-формационных зонах: в Уфалейском и Ильменогорско-Вишневогорском метаморфических комплексах, в зеленокаменной полосе (Магнитогорской и Тагильской мегазонах), а также трассируют границу Ильменогорско-Вишневогорского комплекса с Восточно-Уральской мегазоной (рис. 2.15).

Для всех ультрабазитовых массивов в целом характерно поясовое расположение, особенно ярко выраженное в пределах зеленокаменной полосы. Здесь можно выделить два пояса: западный и восточный. Первый протягивается вдоль контакта Магнитогорской зоны и Уфалейского метаморфического комплекса, в него входят Таловский массив и серия мелких тел, вытянутых в меридиональном направлении (сакмарский комплекс). Восточный пояс включает Карабашский, Сугомакский и Уфалейский массивы (уфалейский комплекс). Практически по границе Ильменогорско-Вишневогорского метаморфического комплекса и Восточно-Уральской мегазоны протягивается гипербазитовый пояс, включающий в себя Байрамгуловский и Беспаловский массивы. Во внутренней части Уфалейского метаморфического комплекса известны небольшие массивы ультрабазитов горы Даниловой, Шилеинский, в пределах Ильменогорско-Вишневогорского — Каганский, Байкский, Иткульский. Практически все массивы, обнажающиеся среди метаморфических толщ согласно принятой легенде М 1:200 000 Южно-Уральской серии, относятся к каганскому комплексу.

В строении *сакмарского комплекса* выделяются две ассоциации пород. Первая представлена дунитами, гарцбургитами, часто превращенными в хризотилитовые и лизардитовые серпентиниты, которые в результате метасоматоза часто преобразованы в талькиты, тальк-тремолитовые, тальк-актинолитовые, актинолитовые, тальк-антофиллитовые породы реже — листвениты. Породы второй ассоциации представлены разнообразными габброидами и пироксенитами.

Породы сакмарского комплекса приурочены к зонам разломов, имеющих как крутые, так и пологие углы падения. Рассланцованные серпентиниты часто слагают матрикс меланжевых зон,

где среди обломков встречаются как слабо серпентинизированные ультрабазиты, так и вмещающие вулканогенные и осадочные породы.

Уфалейский комплекс протягивается через весь лист N-41-I с юга на север и относится большей частью к Тагильской зоне. В его состав входит несколько крупных массивов (с юга на север): Карабашский, Сугомакский, Уфалейский и ряд более мелких безымянных тел. Гипербазиты приурочены к Серовско-Маукскому разлому и датируются, согласно легенде Южно-Уральской серии, ранним силуром.

Карабашский массив расположен в северном замыкании Магнитогорской мегазоны. В плане он имеет сильно вытянутую в меридиональном направлении форму, расширяясь в центре (на широте г. Карабаш) до 1,5 км. Протяженность массива по простиранию достигает 6–7 км. Породы преимущественно представлены антигоритовыми серпентинитами, менее распространены хризотилитовые серпентиниты с реликтами β-лизардитовых.

Апогарцбургитовые серпентиниты значительно преобладают над аподунитовыми, сравнительно редко встречаются жилы клинопироксенитов. На восточном склоне Золотой горы встречаются многочисленные блоки вмещающих пород, в юго-восточной части массива — тела лиственитов. По осевой части массива более чем на протяжении 2 км прослеживается серия прерывистых даек родингитов, которые являются рудоконтролирующими для месторождения золота. Также на массиве встречаются редкие тела доломитовых карбонатов мощностью 0,5–2 м и протяженностью первые десятки метров, в центральных частях с магнетитом [Кораблёв и др., 1999 г.]. С породами массива связаны месторождения коренного золота и мелкие рудопроявления хромитов.

Сугомакский массив в плане представляет собой линзовидное тело, вытянутое с севера на юг. В разрезе форма массива близка к пластине с восточным падением и увеличивающейся на восток мощностью от 800 до 1000 м, контакты массива тектонические. В строении массива приблизительно в равной степени развиты антигоритовые серпентиниты, в различной степени серпентинизированные дуниты, тальк-карбонатные, карбонат-тальковые и карбонат-тремолитовые породы. Значительно менее распространены мелкие жилообразные тела родингитов и родингитоподобных пород, дайки габбро, в юго-западной части встречаются пироксениты. На массиве известно несколько мелких рудопроявлений хромитовых руд, отработанных еще при разведке [Реестр ..., 2000].

Уфалейский массив находится в северной части рассматриваемой территории. В структурном

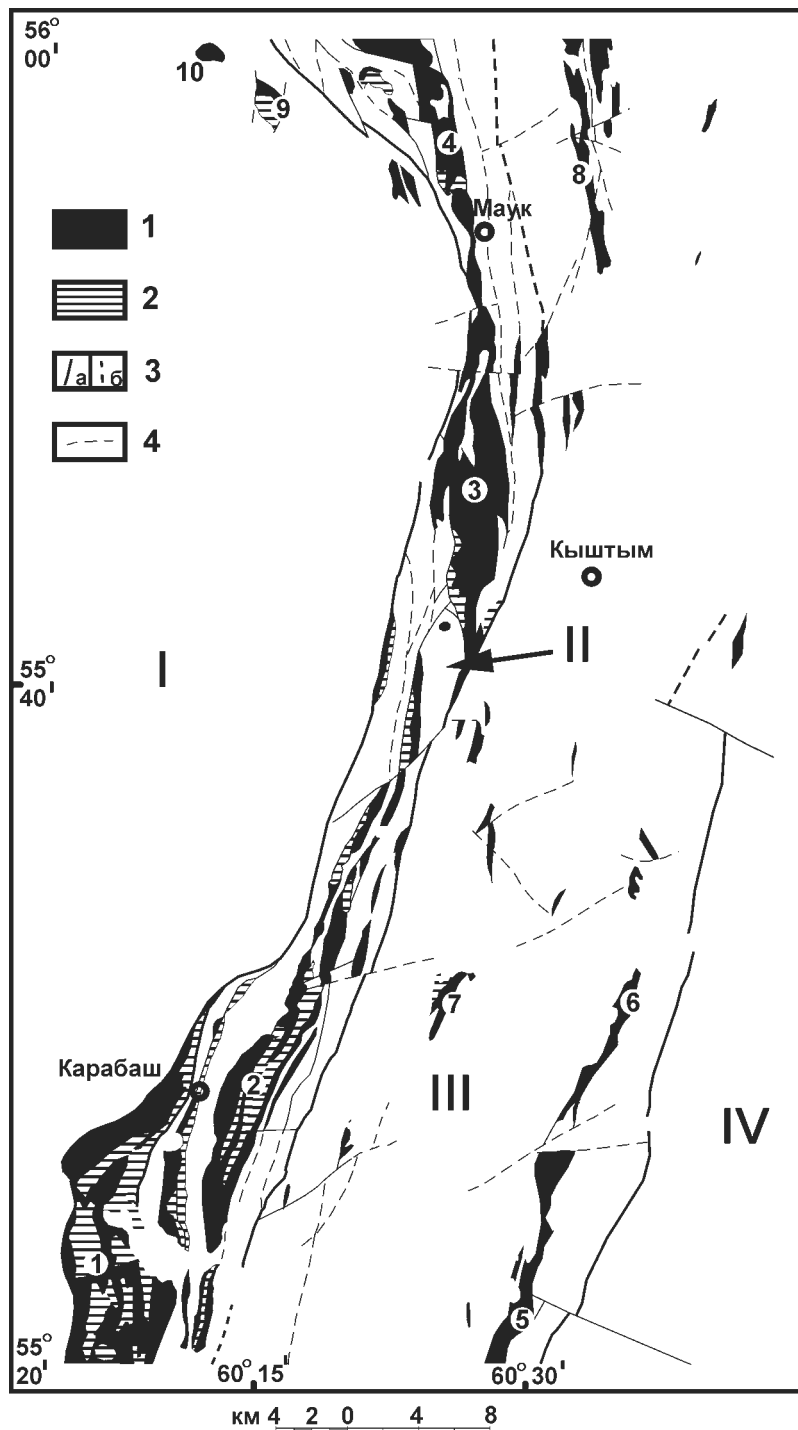


Рис. 2.15. Схема расположения гипербазитовых массивов на листе N-41-I

Условные обозначения: 1 — гипербазитовые массивы, 2 — габброиды, 3 — границы структурно-формационных зон (а — достоверные, б — предполагаемые), 4 — тектонические нарушения. I — Уфалейский метаморфический комплекс, II — Магнитогорско-Тагильская мегазона, III — Ильменогорско-Вишневогорский комплекс, IV — Восточно-Уральская мегазона. Цифрами на схеме показаны гипербазитовые массивы: 1 — Таловский, 2 — Карабашский, 3 — Сугомакский, 4 — Уфалейский, 5 — Байрамгуловский, 6 — Беспаловский, 7 — Байкский, 8 — Каганский, 9 — гора Высокая, 10 — гора Данилова

антигоритовые, реже лизардитовые, иногда в них наблюдаются выделения бастита, реликты оливина. С корами выветривания по гипербазитам связаны месторождения силикатного никеля, разрабатываемые в настоящее время. В железистых охрах из кор выветривания установлено содержание палладия до 2 г/т и платины до 0,44 г/т, а в серпентинитовых метасоматитах, составляющих основную массу никелевой руды, концентрация палладия около 0,5 г/т [Додин и др., 2000]. С породами массива связаны небольшие месторождения хромитов, на данный момент в основном отработанные.

В Ильменогорском поднятии метаморфизованные гипербазиты и габброиды слагают **байкский комплекс**, датируемый ранним протерозоем, наиболее типичным представителем которого является одноименный массив, расположенный западнее озера Увильды. Он сложен серпентинизированными энстатит-оливиновыми породами, здесь также встречаются небольшие выходы габбро-амфиболитов и пироксенитов. В краевых частях массива развиты гнезда и линзы антофиллитовых пород, во внутренних частях которых образуются жилы поперечно-шестоватого строения мощностью до 0,3 м. С породами комплекса связаны месторождения антофиллит-асбеста, проявления титанистого хроммагнетита.

В пределах Ильменогорского и Уфалейского метаморфических блоков выделяется **каганский комплекс** ультрабазитов и габброидов, состоящий из трех основных массивов: Шилейнского, Генераловского и Косогорского. Согласно легенде Южно-Уральской серии, этот комплекс датируется средним рифеем. В строении массивов принимают

отношении он приурочен к южному замыканию Тагильской мегазоны и тяготеет к восточному ее борту, вплотную прилегая к ильменогорско-вишневогорскому мигматито-гнейсово-сланцевому комплексу. Гипербазиты слагают тектоническую пластину мощностью от 200 до 600 м, в некоторых местах распадаясь на несколько пластин меньшей мощности. Массив в целом характеризуется восточным падением, в южной части угол падения изменяется от 30° до 70° [Кузнецов и др., 2005 г.]. В строении массива доминируют апогарцбургитовые серпентиниты, реже встречаются серпентиниты, образовавшиеся по дунитам. Серпентиниты в основном

участие антигоритовые серпентиниты, оливин-антигоритовые, оливин-тальковые, энстатит-тальк-антофиллитовые, тремолитовые породы, менее распространены габбро-диориты, диориты и дайки долеритов. В Каганском массиве по простиранию установлена смена метагипербазитов, измененных в различных фациях регионального метаморфизма [Варлаков, 1995; Варлаков и др., 1998]. В составе Шилейнского массива представлены почти все породы петрофонда комплекса, А.И. Белковский с соавторами [1987] отмечают в составе массива наличие клинопироксенитов и гроспидитов и сопоставляют его с полосчатым комплексом офиолитов. В массивах известны мелкие тела хромитов, с породами комплекса также связаны проявления титановых, золото-медно-магнетитовых руд, антофиллитовая и хризотил-асбестовая минерализация, проявления талька, мелких алмазов (г. Высокая) в гроспидитах.

Проведенный нами анализ геолого-петрографических и петрогеохимических особенностей ультрабазитов зоны сочленения Южного и Среднего Урала позволил сделать ряд предварительных выводов:

1. Состав и морфология массивов зависят от их структурного положения. Во внутренних частях метаморфических комплексов чаще всего встречаются мелкие изометричные и слабо вытянутые, согласные с простиранием вмещающих пород будинообразные тела (г. Данилова, Шилейский, Байковский массивы). Вблизи границ крупных структур преобладают линейные тела серпентинитов (Беспаловский, Байрамгуловский, Каганский массивы). Первичные породы этих массивов практически полностью переработаны в результате неоднократного проявления метаморфических процессов. Геохимически они сопоставимы с альпийскими гипербазитами складчатых областей.

2. В пределах Тагило-Магнитогорской зоны наиболее крупные массивы гипербазитов приурочены к северной и южной частям изучаемой территории (Уфалейский, Таловский). Породы этих массивов менее тектонизированы чаще встречаются реликты первичных ультрабазитов. Максимальная тектоническая переработка характерна для пород Сугомакского массива, который был сильно сдвинут и разделен на серию пластин, сложенных серпентинитами.

2.2.1.2. Таловский массив

Таловский габбро-гипербазитовый массив приурочен к полосе ультрабазитов Главного Уральского разлома. Он расположен в северной части Магнитогорского мегасинклинория между допалеозойскими образованиями Центрально-Уральского поднятия с запада и Вишневогорско-Ильмено-

горским метаморфическим комплексом с востока. С юга на север массив вытянут на 25 км при ширине до 7 км (рис. 2.16).

Изучению ультрабазитов рассматриваемой площади посвящены работы В.В. Бабкина и др. [1982 г.], А.Н. Черноостровца и др. [1995 г.], В.И. Петрова и др. [2002 г.], Р.П. Тихоненковой, Т.И. Фроловой, Г.Б. Рудника, А.Н. Левченко, С.А. Зорина

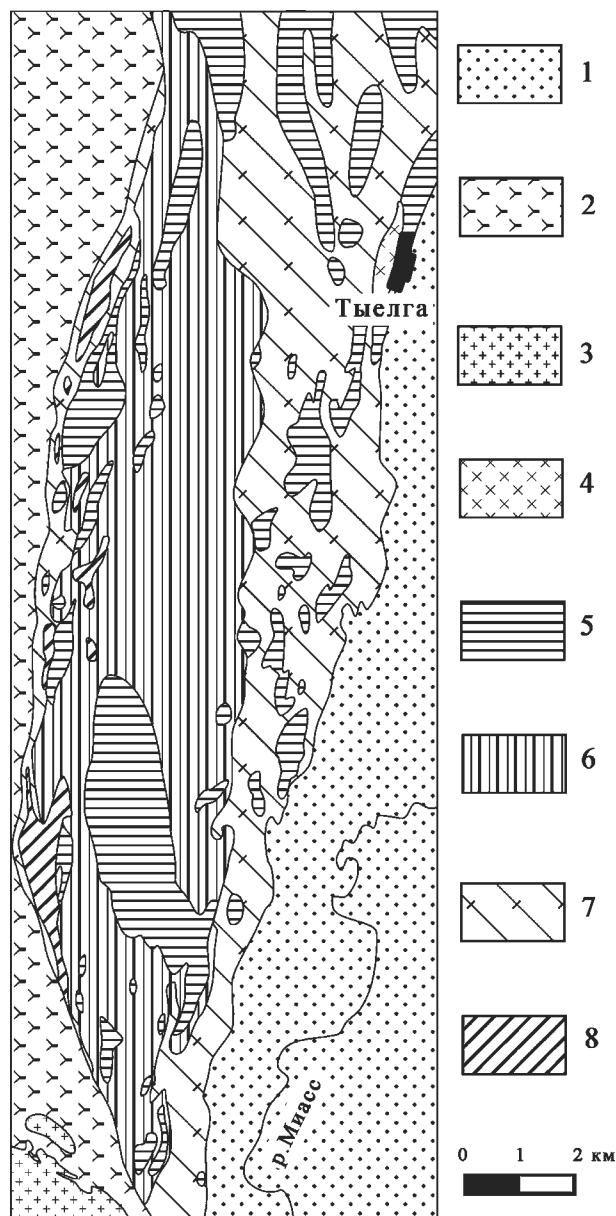


Рис. 2.16. Схема геологического строения Таловского габбро-гипербазитового массива. Составлена с использованием материалов В.В. Бабкина и др. [1982 г.], А.Н. Черноостровца и др. [1995 г.], В.И. Петрова и др. [2001 г.], А.Н. Грицука [2002]

Условные обозначения: 1 — докембрийские метаморфические и осадочные породы Центрально-Уральского поднятия, 2 — палеозойские вулканогенно-осадочные породы Тагило-Магнитогорской мегазоны, 3 — гранитоиды, 4 — диориты, 5 — габброиды, 6 — верлиты и клинопироксениты, 7 — преимущественно апогартбургитовые серпентиниты, 8 — антигоритизированные дуниты и гартбургиты

[1961 г.], И.В. Жилина [1977 г.], К.К. Золоева [1974 г.], А.С. Варлакова [1986], Р.О. Берзона [1975 г., 1983].

На всем протяжении контакты гипербазитов с вмещающими породами имеют тектонический характер. В частности, по данным структурного бурения [Бабкин, 1982 г.], на широте Наилинского золоторудного месторождения довольно уверенно устанавливается тектоническая природа восточного контакта Таловского массива с вулканитами среднего девона. Вместе с тем С.А. Зориным указывается на активное воздействие ультрабазитов на вмещающие амфиболитизированные пироксеновые порфириды в районе юго-западного контакта [Зорин, 1961 г.].

Таловский габбро-гипербазитовый массив, располагаясь на границе Среднего и Южного Урала, находится в зоне сочленения двух гипербазитовых формаций — концентрически-зональной платиноносной и альпинотипной хромитоносной. Разные исследователи рассматривали массив то как альпинотипный, то как концентрически-зональный. Например, А.С. Варлаков [1986] относит его к клинопироксенитовой формации платиноносного пояса, продолжающегося на юг в виде разрозненных массивов, а Р.О. Берзон [1983] — к типичным представителям альпинотипной формации.

Различные взгляды на генезис Таловского массива возникли в связи с широким развитием в его пределах, наряду с типичными магнезиальными ультрабазитами дунит-гарцбургитовой формации, пород верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса, характерных для массивов платиноносного пояса.

Дуниты и гарцбургиты восточной части массива полностью превращены в лизардитовые, хризотилловые и антигоритовые серпентиниты с петельчатой структурой, среди которых преобладают апогарцбургитовые серпентиниты. В виде вытянутых полос развиты тальковые и тальк-карбонатные породы.

В западной части массива присутствуют как полностью серпентинизированные разности, так и практически свежие дуниты и гарцбургиты. На границе с вмещающими породами прослеживается узкая полоса (50–100 м) рассланцованных хризотилловых серпентинитов. Мощность западной полосы альпинотипных гипербазитов в 3–4 раза меньше восточной.

Частично серпентинизированные *гарцбургиты* в пределах массива встречаются довольно редко. Они образуют несколько шширообразных полей среди апогарцбургитовых серпентинитов. Внешне гарцбургиты — среднезернистые породы светло-грязно-бурого до желтого цвета, сильно трещиноватые.

Узкая полоса (100–200 м) их разрозненных выходов прослеживается в северо-западной части Таловского массива между вмещающими породами и образованиями верлит-клинопироксенитовой

ассоциации. Породообразующими минералами гарцбургитов являются магнезиальный оливин (Fa_{7-12}) и энстатит (Fs_{8-10}). Для пород характерны порфирукластическая и протогранулярная структуры. Обычно энстатит присутствует в виде деформированных зерен с облачным погасанием. Деформация выражена в изгибах линейно-плоскостных элементов структуры минерала (трещин спайности, ламелл диопсида).

В породе почти всегда присутствуют реликтовые изометричные зерна оливина размером от десятых долей до первых миллиметров и ортопироксена (до 1 см). Серпентин представлен антигоритом и хризотилом. Первый образует крупнопластинчатые псевдоморфозы по оливину. Хризотил же образует оторочки вокруг магнетитовых псевдоморфоз по гипидиоморфным хромшпинелидам.

Замещение первичного рудного минерала происходит по следующей схеме: хромшпинелид → магнетит → хризотил. В серпентиновых петлях присутствует пылевидный магнетит, образующийся в процессе серпентинизации. Иногда хризотил развивается по трещинкам и имеет поперечно-волокнистую структуру. В рассланцованных разновидностях ортопироксена замещается карбонатом, а оливин — лизардитом.

В некоторых зернах оливина отмечаются полосы излома. В целом оливины и пироксены интенсивно деформированы и катаклазированы. Присутствуют специфические образования серпентинов зонального строения. Они напоминают псевдоморфозы магнетита по хромшпинелиду с развитием более поздней хризотиловой каймы, но серпентин (или хлорит) имеет поперечно-волокнистое строение. Антигорит образует ленты гребенчатого поперечно-волокнистого строения. Присутствует брусит в виде пластинчатых, иногда сильно деформированных зерен — псевдоморфоз по ортопироксену. Иногда по серпентину и бруситу развивается глинистое вещество. Аксессуарные хромшпинелиды образуют агрегаты зерен, собранных в цепочки струйки. Они представлены магнохромитом, который в шлифах либо не просвечивает, либо просвечивает темно-бурым цветом. Размер зерен изменяется в пределах 0,05–1 мм.

Дуниты имеют ограниченное распространение в пределах массива. Несколько коренных выходов встречены нами в его северо-западной части и на восточном контакте альпинотипных гипербазитов с породами верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Наиболее свежие разновидности серпентинизированы на 5–10%, они имеют светлую корку выветривания.

Главными минералами дунитов являются оливин и хромшпинелид, которые замещаются вторичными серпентином и магнетитом.

Для дунитов характерна неравномернозернистая протогранулярная структура, обуслов-

ленная наличием двух генераций оливина. Первая генерация представлена наиболее крупными (0,5–1,5 мм) изометричными или вытянутыми зернами оливина. Оливины второй генерации значительно меньше по размеру (0,1–0,3 мм) и располагаются в интерстициях крупных зерен. В некоторых образцах можно наблюдать, как некоторые мелкие зерна оливина оказываются вдавленными в более крупные сильно деформированные зерна. В отдельных зернах наблюдается спайность, полосы излома, но чаще они имеют однородное погасание.

Среди акцессорных минералов присутствует ортопироксен в количестве до 5%. В незначительном количестве встречаются реликтовые зерна хромшпинелидов диаметром не более 1 мм. Идиоморфные шпинелиды размером 0,1–1 мм трещиноваты, присутствуют в количестве 1–5%. Представлены высокохромистыми разновидностями — магнохромитом и ферримагнохромитом, в шлифах практически не просвечивают. Некоторые из них содержат включения сульфидов (0,00п мм).

Магнетит содержится в количестве 1–3% в виде изометричных и идиоморфных зерен размером 0,00п–0,0п мм. Образует гнездовые скопления, но чаще группируется в короткие цепочки длиной 0,п мм. Мелкие зернышки магнетита встречаются в трещинках, секущих зерна оливина. Отдельные зерна магнетита замещаются гематитом, вплоть до полных псевдоморфоз. Также в породе всегда присутствуют единичные мелкие (0,0п мм) включения сульфидов (пирит, халькопирит), отмечается аваруйт (0,00п мм).

Верлиты и клинопироксениты максимальным распространением пользуются в центральной части массива, где они слагают овальное в плане тело, слегка вытянутое в меридиональном направлении, площадь его составляет около 60 км². С запада и востока оно обрамляется гипербазитами.

Переходы от верлитов к клинопироксенитам постепенные и выражаются в изменении количественных соотношений породообразующих минералов. Для пород характерно шширово-прожилковое распределение мономинеральных зон оливина и клинопироксена. Сложение пород варьирует от мелкозернистого (≤ 1 мм) до крупнозернистого (1–1,5 см). Обычны гранобластовая, порфиробластовая, порфирокластическая и панидиоморфнозернистая структуры.

Оливин-пироксеновые породы образуют непрерывный ряд с постепенными переходами между собой: амфиболовые клинопироксениты — клинопироксениты — оливиновые клинопироксениты — верлиты — ортопироксеновые верлиты — вебстериты. Ведущую роль в строении комплекса играют клинопироксениты (содержание в них диопсида 90–95%), оливиновые клинопироксениты и верлиты (содержание оливина 30–70%). Наименьшим распространением пользуются вебстериты и ор-

топироксеновые вебстериты. В породах всегда присутствует акцессорный магнетит в количестве 3–5%.

Все породы ассоциации имеют массивную текстуру, на сколе хорошо видны призмы и таблицы пироксенов размером до 1–1,5 см, цвет от светло-зеленого до темно-серо-зеленого и черного. Микроструктура пород, как правило, разнозернистая. Наблюдаются как плавные переходы от мелкозернистых (0,п мм) разновидностей до средне- и крупнозернистых (0,п–п см), так и резкие переходы в пределах одного шлифа. Кроме того, широко распространена порфиробластовая структура, в которой крупные выделения пироксенов (0,п–п см) окружаются мелкими зернами (0,п–п мм). Часто порфиробласты клинопироксенов характеризуются неоднородным погасанием, отмечаются механические двойники.

Реликты зерен серпентинизированного оливина обычно довольно мелкие — 0,2–0,5 мм, реже до 2–3 мм. Порфиробласты клино- и ортопироксенов крупнее (от 0,2–0,6 мм до 1–1,5 см), зерна основной массы имеют размеры 0,0п–0,2 мм. Соотношение крупных и мелких кристаллов в среднем составляет 1:3.

Оливин в оливиновых клинопироксенитах и верлитах характеризуется как равномерным распространением в интерстициях между зернами пироксенов, так и неравномерным — пятна, струйки. Кроме того оливин встречается в виде частично серпентинизированных пойкилитовых включений в пироксенах. Степень серпентинизации оливина составляет от первых процентов до 100%, пироксены практически не подвержены изменениям.

Габброиды относительно равномерно распределены по всей площади массива, обнажаясь как среди верлитов и клинопироксенитов, так и среди альпинотипных гипербазитов. Суммарная площадь выходов габброидов примерно составляет 50 км². Они обычно образуют удлиненные в меридиональном направлении тела, реже их форма близка к овальной. Наиболее крупные тела габбро площадью 7–10 км² обнажаются в его северной и южной частях. На востоке массива с габбро ассоциируют диориты и их кварцевые разновидности.

По минеральному составу практически все габброиды являются роговообманковыми, реже встречается пироксеновое габбро. Структурно-текстурные особенности габброидов разнообразны, наблюдаются переходы от мелкозернистых до пегматоидных пород с размером кристаллов до 20 см. Преобладают однородные серые среднезернистые габбро.

В мезократовых мелко- и среднезернистых разновидностях габбро плагиоклаз, как правило, замещен сосюритовым агрегатом, а пироксен —

амфиболами волокнистого либо игольчатого строения. Амфиболы образуют идиоморфные и гипидиоморфные зерна размером от 0,0п до первых мм, структура бластогаббровая. Иногда присутствует небольшое количество оливина (первые проценты), образующего изометричные зерна размером 0,1×0,3 и менее.

В локальных тектонических зонах габбро сульфидизированы (до 5–10%). Изометричные метакристаллы пирита до 3 мм диаметром практически полностью замещены гидроокислами железа. Псевдоморфозы пирита содержат единичные включения ковеллина (0,0п мм), который образовался по халькопириту. Кроме пиритовых псевдоморфоз наблюдаются мелкие (0,0п–0,00п мм) кристаллы халькопирита, пирротина, магнетита, каплевидные округлые включения пентландита.

Меланократовое габбро представлено мелко-среднезернистыми разновидностями (0,1–2 мм) от темно-серого до черного цвета. Структура пород микрогаббровая, она обусловлена идиоморфизмом кристаллов амфибола. Удлиненные разнонаправленные кристаллы его образуют решетку, ячейки которой заполнены плагиоклазом.

Породообразующими минералами являются амфибол и плагиоклаз, часто присутствует серпентин в количестве 1–2%. Количественные соотношения между амфиболом и плагиоклазом не выдержаны и изменяются в пределах 80:20–50:50, что, наряду с присутствием оливина, может говорить о наличии постепенного перехода от пироксенитовой части разреза к габброидной. Меланократовое

габбро обычно образует маломощные тела в пределах верлит-клинопироксенитовой ассоциации.

Из рудных минералов повсеместно присутствует магнетит в виде мелких (0,1–1 мм) идиоморфных и гипидиоморфных зерен, равномерно рассеянных по породе, содержание его не превышает 3%, сульфиды практически отсутствуют. Из вторичных изменений можно отметить полную серпентинизацию оливина и частичную (30–50%) сосюритизацию и хлоритизацию плагиоклаза.

Полосчатое габбро в виде изометричных тел распространено вдоль контакта верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Полосчатость обусловлена чередованием полос, обогащенных черной роговой обманкой и плагиоклазом. Мощность их варьирует от 1 до 5–7 см, они не выдержаны по простиранию. Структура пород мелко-среднезернистая (1–2 мм).

Пегматоидные габброиды распространены только в восточной части массива среди серпентинитов дунит-гарцбургитового комплекса, в некотором отдалении от верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Они образуют изометричные тела площадью сотни квадратных метров, сложенные разнонаправленными кристаллами роговой обманки размером по длинной оси до 15–20 см, а в поперечнике 3–5 см и плагиоклазом, заполняющим интерстиции. Часто в таких породах встречаются скопления зерен сульфидов и титаномагнетита размером от 0,5 до 3–5 мм. Соотношение роговой обманки и плагиоклаза изменяется от 90/10 до 40/60. Нередки случаи взаимопересечения жил

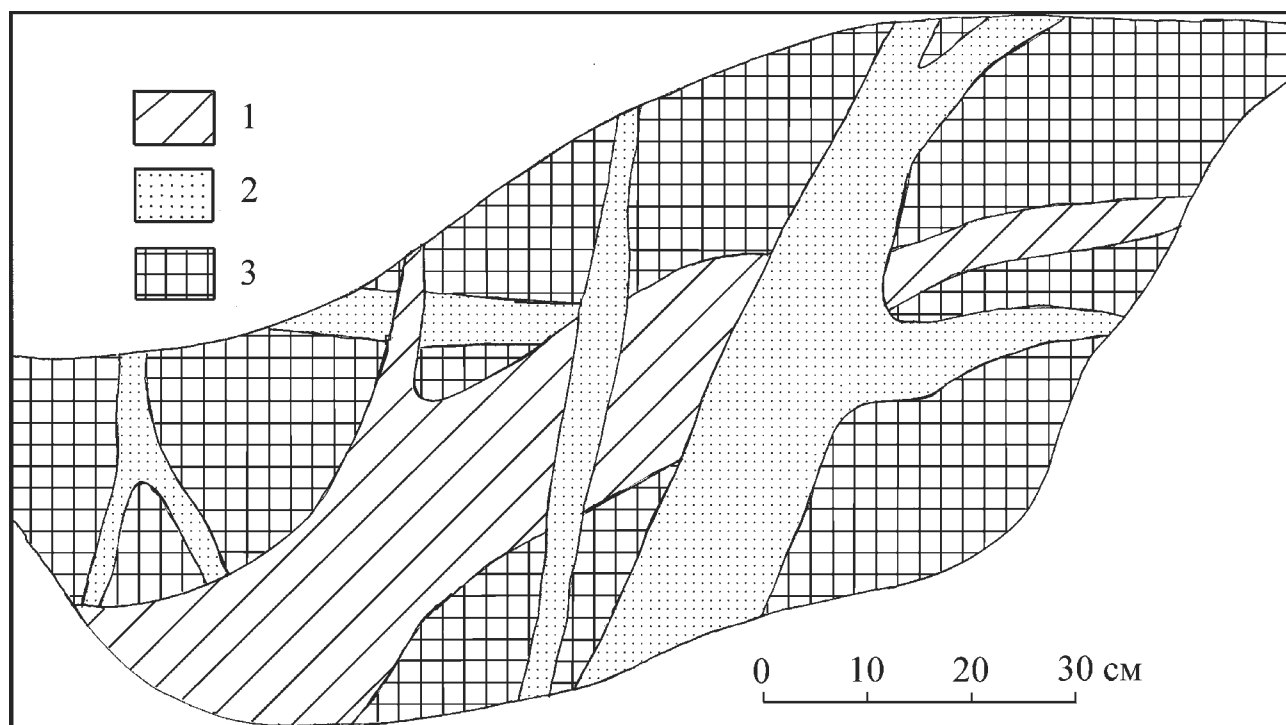


Рис. 2.17. Схема взаимоотношений интрузивных прожилков основных пород
Условные обозначения: 1— горнблендит, 2— плагиоклазит, 3— среднезернистое габбро

роговой обманки и плагиоклаза. Мощность прожилков до 30 см (рис. 2.17).

Горнблендиты представлены массивными средне- и крупнозернистыми породами. Все они имеют черный цвет и состоят на 90–100% из роговой обманки. Размеры кристаллов массивных горнблендитов чаще всего варьируют в пределах 1–3 см. Рассматриваемые породы встречаются в тесной ассоциации с клинопироксенитами и пегматоидными габбро и, по-видимому, являются переходным типом между ними. Иногда с горнблендитами связана сульфидная минерализация (пирит, халькопирит). Размеры зерен сульфидов достигают 1 мм.

Габбро-диориты и диориты распространены локально и приурочены к самому восточному контакту Таловского массива. Наиболее крупный их выход находится на северо-восточном фланге, в районе д. Тыелга (около 1 км²). Внешне это мелко-среднезернистые породы светло-серого цвета с буроватым оттенком, они сложены роговой обманкой и плагиоклазом примерно в равных количествах.

Габбро-диориты и диориты сильно изменены. Плагиоклаз замещен сосюритом, хлоритом и пренитом. По идиоморфным кристаллам пирита кубического габитуса развиваются псевдоморфозы гидроокислов железа. Кристаллы до 2–3 мм образуют сростки до 1–1,5 см. В некоторых реликтовых зернах пирита наблюдаются единичные включения пирротина (0,00п мм). Помимо крупных зерен сульфидов по породе равномерно рассеяны более мелкие (0,00п–0,0п мм) — пирит, халькопирит, пирротин, а также редкие сростки магнетита с хизлевудитом. В нескольких аншлифах обнаружено мелкое (до 7 мкм) золото.

Метагабброиды представлены рассланцованными, осветленными породами. Плагиоклаз полностью замещается пренитом, цоизитом, сосюритом; по амфиболу развивается хлорит и актинолит, присутствует вторичный кварц. Редко встречаются бастиновые псевдоморфозы по пироксенам.

Ограниченным распространением в восточной части Таловского массива пользуются жильные тела кислых пород — биотитовых *плагмогранитов* и плагиоклазовых графических *пегматитов*. Они вытянуты в субмеридиональном направлении, длина их 100–200 м. Плагмограниты слагают небольшие по мощности дайки среди габбро, габбро-диоритов и диоритов, а также встречаются в виде блоков среди серпентинитов совместно с тальк-хлорит-карбонатными метасоматитами. Породы сложены агрегатами идиоморфных таблитчатых зерен плагиоклаза (0,5–2 мм), по периферии — альбитизированных, в интерстициях между которыми заключены кварцевые агрегаты ксеноморфных зерен (<0,5 мм). Иногда в небольших количествах (до 2–3%) в породах присутствует

мушкетит, наличие которого и обуславливает повышенные содержания калия (до 4%). В виде небольших гнездообразных тел встречаются гранитоиды с письменной структурой.

2.2.2. Гипербазиты северной части Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны

Северная часть Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны насыщена ультрабазитами (рис. 2.18). Размеры их выходов варьируют в значительном диапазоне и представлены в различной степени измененными породами: от слабо серпентинизированных перидотитов и дунитов до рассланцованных серпентинитов и тальк-хлоритовых сланцев. Расположение тел гипербазитов подчинено главному уральскому простиранию, все они вытянуты в северо-восточном направлении по азимуту 10–30°.

Гипербазиты рассматриваемой площади привлекают внимание исследователей на протяжении длительного времени. Здесь проводились поиски хромитов [Бок, 1929 г.; Конюхов, 1936 г.; Парфёнов, 1933 г.; Фарафонтьев, 1939 г.; Шумихин, 1980 г. и др.], сульфидного никеля [Эдельштейн, 1964 г.], платиноидов [Шумихин, 1987 г.]. Геологические карты гипербазитовых массивов составлены И.С. Анисимовым [1978 г.], В.В. Бабкиным [1982 г.], Я.Я. Вецлером [1953 г.], Ш.Н. Кацем [1980 г.], О.А. Нестояновой и Г.А. Ленныхом [1959 г.], Б.М. Садрисламовым [1961 г.] и др. Структурно-петрологические и геохимические исследования проводились в разные годы Е.А. Денисовой [1984, 1989, 1990а], С.В. Москалёвой [1974], Г.Б. Рудником [1965], Г.Н. Савельевой [1987], С.В. Смирновым [1995], Н.Л. Чаплыгиной и др. [2002], Н.Л. Чаплыгиной [2003].

Гипербазиты рассматриваемой территории можно разделить на три группы: 1) массивы линзовидной формы с отношением ширины к длине от 1:4 до 1:7, размером до 5×15 км, сложенные преимущественно серпентинизированными перидотитами и дунитами (Нуралинский, Миндякский, Калканский), 2) массивы, имеющие форму удлиненных линз с отношением ширины к длине 1:7 и менее, сложенные преимущественно серпентинитами с псевдоморфными структурами (апогарцбургитовыми и аподунитовыми), широким распространением в их пределах также используются рассланцованные хризотилитовые серпентиниты (Аушкульский, Ургунский и др.), 3) мелкие линзы рассланцованных серпентинитов, линейные в плане, постепенно переходящие в матрикс полимиктового меланжа, на картах мелкого масштаба они, как правило, не индивидуализированы.

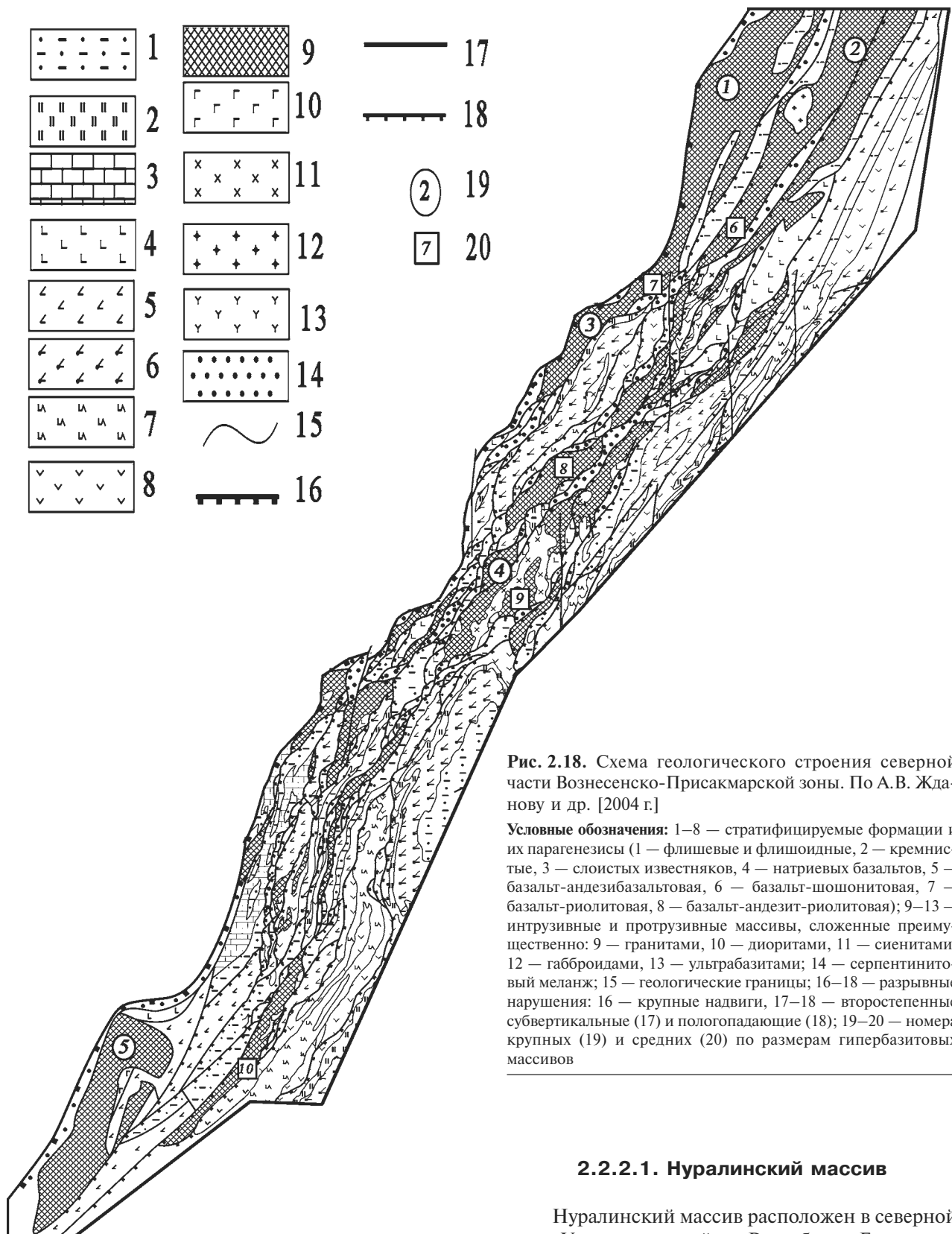


Рис. 2.18. Схема геологического строения северной части Вознесенско-Присакмарской зоны. По А.В. Жданову и др. [2004 г.]

Условные обозначения: 1–8 — стратифицируемые формации и их парагенезисы (1 — флишевые и флишеидные, 2 — кремнистые, 3 — слоистых известняков, 4 — натриевых базальтов, 5 — базальт-андезитобазальтовая, 6 — базальт-шошонитовая, 7 — базальт-риолитовая, 8 — базальт-андезит-риолитовая); 9–13 — интрузивные и протрузивные массивы, сложенные преимущественно: 9 — гранитами, 10 — диоритами, 11 — сиенитами, 12 — габброидами, 13 — ультрабазитами; 14 — серпентинитовый меланж; 15 — геологические границы; 16–18 — разрывные нарушения: 16 — крупные надвижки, 17–18 — второстепенные субвертикальные (17) и пологопадающие (18); 19–20 — номера крупных (19) и средних (20) по размерам гипербазитовых массивов

2.2.2.1. Нуралинский массив

Нуралинский массив расположен в северной части Учалинского района Республики Башкортостан, в истоках р. Миасс. Под этим названием обычно понимается наиболее широкая часть практически непрерывного гипербазитового пояса, протягивающегося вдоль границы зоны Уралтау (на западе) и Магнитогорской мегазоны (на востоке). Линзовидное тело частично серпентинизиро-

Массивы первого и второго типа группируются в две параллельные полосы — западную и восточную. Наиболее изученными в западной полосе являются Нуралинский и Миндякский массивы, а восточной — Калканский.

ванных пород имеет длину около 20 км при ширине от 0,5 км на севере и юге до 3–4 км в центральной части (рис. 2.19).

По данным геофизических исследований в разрезе массив представлен телом, близким по форме к перевернутому конусу. С востока и запада вдоль его границ фиксируются значительные линейные положительные магнитные аномалии с резким уменьшением магнитной восприимчи-

вости пород к центру. Над центральной частью массива фиксируется интенсивная положительная аномалия силы тяжести, свидетельствующая о значительном распространении слабо серпентинизированных ультрабазитов на глубину [Рудник, 1965].

Нуралинский массив представляет собой яркий пример зависимости рельефа от геологического строения территории. Западная его часть шириной около 2 км в центре сложена чередующимися

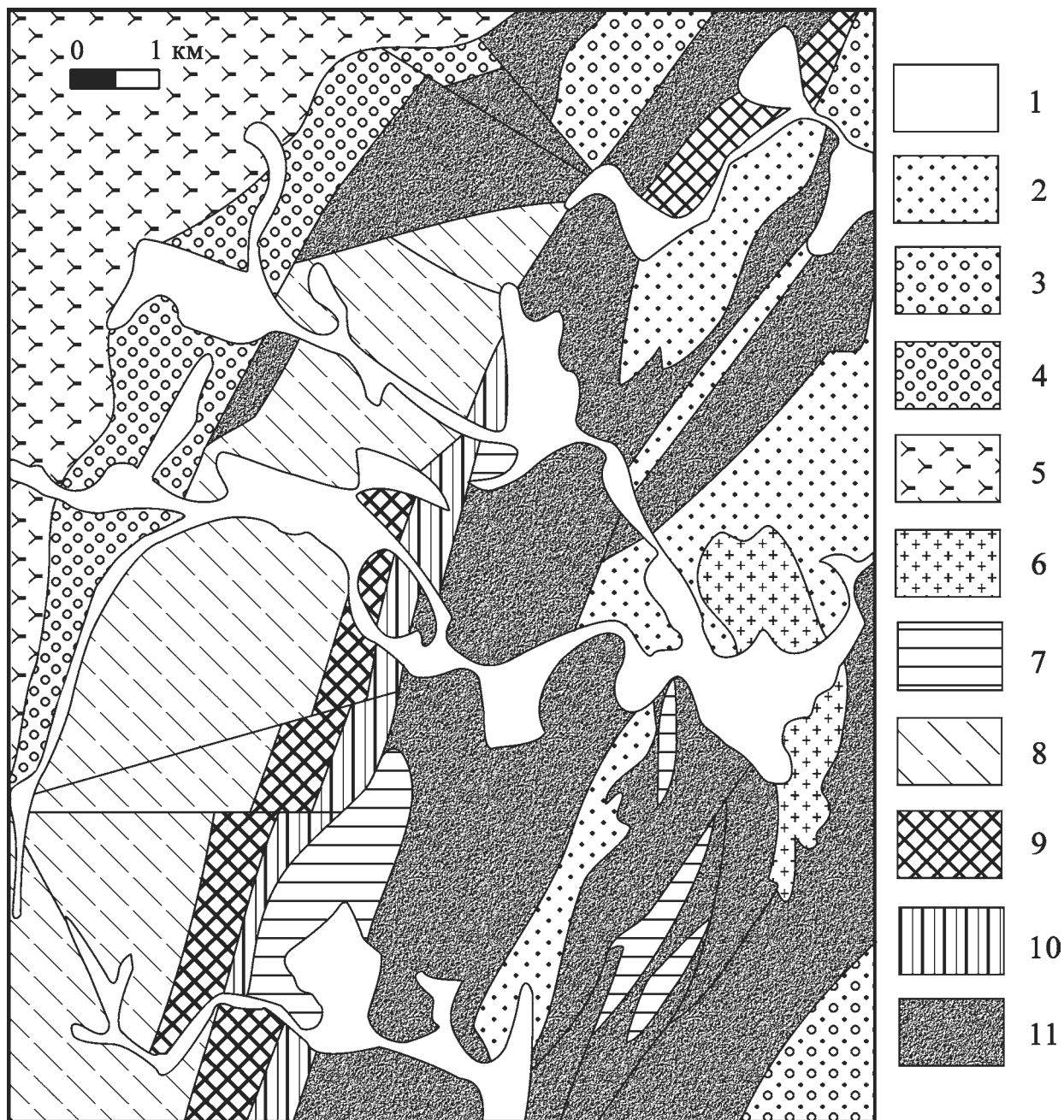


Рис. 2.19. Схема геологического строения Нуралинского массива. Составлена с использованием данных Г.Б. Рудника [1965], Е.А. Шумихина [1987 г.], Г.Н. Савельевой, Е.А. Денисовой [1983], Г.Н. Савельевой [1987]

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения, 2–3 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения D_3-C_1 (2) и D_2 (3), 4 — ордовикско-силурийские отложения, 5 — докембрийский метаморфический комплекс зоны Уралтау, 6 — гранитоиды, 7 — габброиды, 8 — перидотиты шпинелевые и плагиоклазовые, 9 — дуниты и гарбургиты, 10 — полосчатый верлит-клинопироксенитовый комплекс, 11 — серпентинитовый меланж (матрикс — аподунитовые, апогарцбургитовые серпентиниты и серпентиниты неуставленной природы; в обломках — габброиды, гранитоиды, вулканогенные и осадочные породы, метасоматиты)

шпинелевыми и шпинель-плаггиоклазовыми перидотитами. Эти породы слагают хребет субмеридионального простирания с абсолютными отметками до 752,4 м. Далее к востоку, одновременно с понижением в рельефе, в породах постепенно снижаются содержания моноклинного пироксена и плаггиоклаза, что обуславливает переход к гарцбургитовой серии, слагающей восточный склон хребта. Ширина гарцбургитовой зоны составляет от 0,5 до 1 км. В восточном направлении она сменяется породами дунит-гарцбургитового комплекса шириной 0,3–0,8 км. Здесь в гарцбургитах происходит постепенное увеличение полос дунитового состава, достигающих максимального распространения в долинном понижении между хребтами Большой и Малый Нурали.

Хребет Малый Нурали с абсолютными отметками 480–530 м сложен породами полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса, ширина выхода которых составляет 300–500 м. На востоке он по зоне серпентинитового меланжа сочленяется с телом габброидов. В строении последнего принимают участие полосчатые мелкозернистые роговообманковые габбро, габбро-амфиболиты, среднезернистое габбро, габбро-диориты и диориты.

Габброиды слагают «плоский», залесенный и заболоченный участок местности с высотами 440–470 м и характеризуются слабой обнаженностью.

Изучение геологического строения массива, геохимических и структурных особенностей слагающих его пород, проведенное различными исследователями на одном и том же исходном материале привело к формированию диаметрально противоположных взглядов на генезис гипербазитов.

По мнению Г.Б. Рудника [1965], массив характеризуется вертикальной стратификацией, контакты пород залегают субгоризонтально (рис. 2.20). Снизу вверх происходит постепенная смена пород в следующей последовательности: дуниты – гарцбургиты – лерцолиты плаггиоклазовые – верлиты – пироксениты. Автор делает вывод, что дуниты имеют первично-магматическую природу, а весь спектр менее магнезиальных пород образовался в позднемагматическую и метасоматическую стадию в результате «пироксенизации» и «фельдшпатизации» исходных дунитов по ортогональной сети прототектонических трещин.

На основе детальных структурно-геологических и петроструктурных исследований Г.Н. Савельева и Е.А. Денисова [1983], Г.Н. Савельева

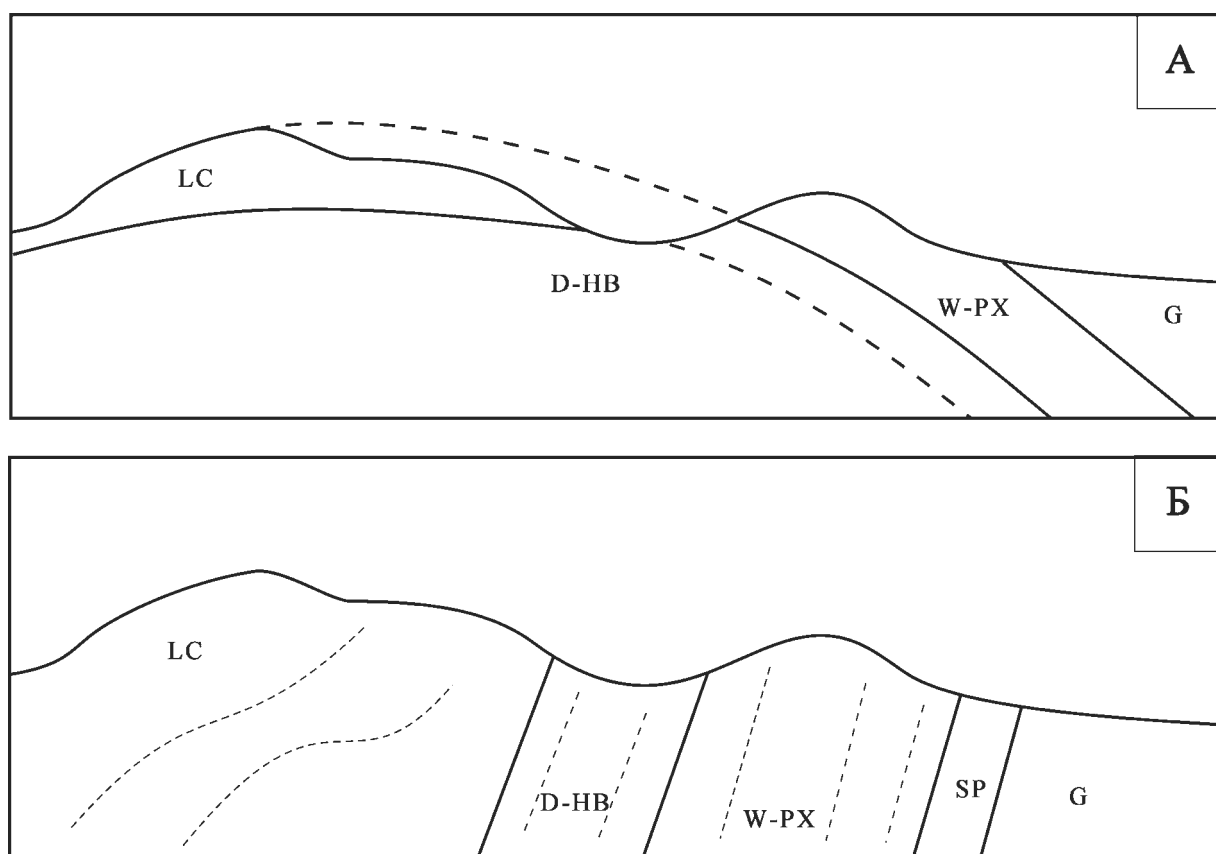


Рис. 2.20. Различные точки зрения на внутреннее строение Нуралинского массива: А — по Г.Б. Руднику [1965], Б — по Г.Н. Савельевой и Е.А. Денисовой [1985]

Условные обозначения: LC — лерцолиты, D-HB — дуниты и гарцбургиты, W-PX — полосчатый верлит-пироксенитовый комплекс, SP — серпентиниты (меланж), G — габброиды

[1987] пришли к выводу о ведущей роли в генезисе гипербазитов ряда лерцолит – гарцбургит – дунит процессов частичного плавления мантийного субстрата и тектоно-метаморфической дифференциации рестита, а пород полосчатого комплекса и габбро — в результате дифференциации выплавки базальтоидного состава.

Различная трактовка геологического строения одного и того же массива связана с неоднозначностью интерпретации структурных элементов строения гипербазитов. Наиболее характерным из них является дунит-гарцбургитовая полосчатость (рис. 2.21). Соответственно, максимальную информацию о внутреннем строении массивов можно получить, изучая хорошо отпрепарированные выветриванием, но не трещиноватые обнажения. Не случайно большинство расхождений в замерах ориентировки структур относится к перидотитовым частям разреза с незначительным распространением дунитовых полос. В большинстве случаев первичная полосчатость субсогласна с минеральной уплощенностью в перидотитах [Савельева, 1987]. К весьма информативным структурным элементам гипербазитовых массивов следует также отнести линейные в плане скопления хромитов. Они, как правило, вскрыты небольшими горными выработками (канавами, шурфами), пройденными при поисковых работах.

Детальное описание массива приведено в упомянутых выше работах, и ниже мы отметим лишь наиболее характерные особенности его строения и состава. Наибольшую площадь Нуралинского массива занимает зона чередующихся шпинелевых и шпинель-плаггиоклазовых перидотитов с преобладанием последних. Основным минералом обеих разновидностей пород является магнезиальный оливин (Fa_{9-11}), слагающий 70–90% их объема. Содержание ромбического пироксена варьирует от 10 до 30%, он представлен энстатитом с величиной относительной железистости $f=9-10,5$. Отмечается ее увеличение от центра к краям зерен, в этом же направлении происходит уменьшение концентрации хрома и алюминия [Савельева, 1987]. Содержание клинопироксена (диопсида) в породах изменчиво — от первых %% до 20%. Для него характерны низкая

железистость и более высокие содержания Al, Cr, Ti и Na по сравнению с энстатитом. Плаггиоклаз из шпинель-плаггиоклазовых перидотитов соответствует битовниту № 69–77 [Савельева, Денисова, 1983]. Характерной особенностью внутреннего строения данных пород является наличие вытянутых шпиров, состоящих из плаггиоклаза, обычно полностью сосюртитизированного, и скелетных зерен хромшпинелидов.

Гарцбургиты отличаются от рассмотренных выше разновидностей отсутствием моноклинного пироксена и плаггиоклаза, более высокой магнезиальностью оливина и ортопироксена, слагающих соответственно 70–90% и 10–30% объема породы. В гарцбургитах полосчатость выражена более отчетливо и обусловлена неравномерным распределением в породе энстатита. Уплощенность его зерен ориентирована субсогласно с залеганием полосчатости, для которой наиболее характерны северо-восточное простирание и субвертикальное падение (рис. 2.21).

Во всех разновидностях перидотитов в небольших количествах присутствуют хромшпинелиды (1–5%). Наиболее глиноземистые минералы характерны для шпинелевых перидотитов, здесь они образуют ксеноморфные выделения светло-зеленого и зеленовато-желтого цвета. В шпинель-плаггиоклазовых перидотитах встречаются шпинелиды двух генераций: 1) в шпирях, в ассоциации с плаггиоклазом, 2) в основной массе породы. В первом случае хромшпинелид представлен скелетными зернами, в центральных частях просвечивающими

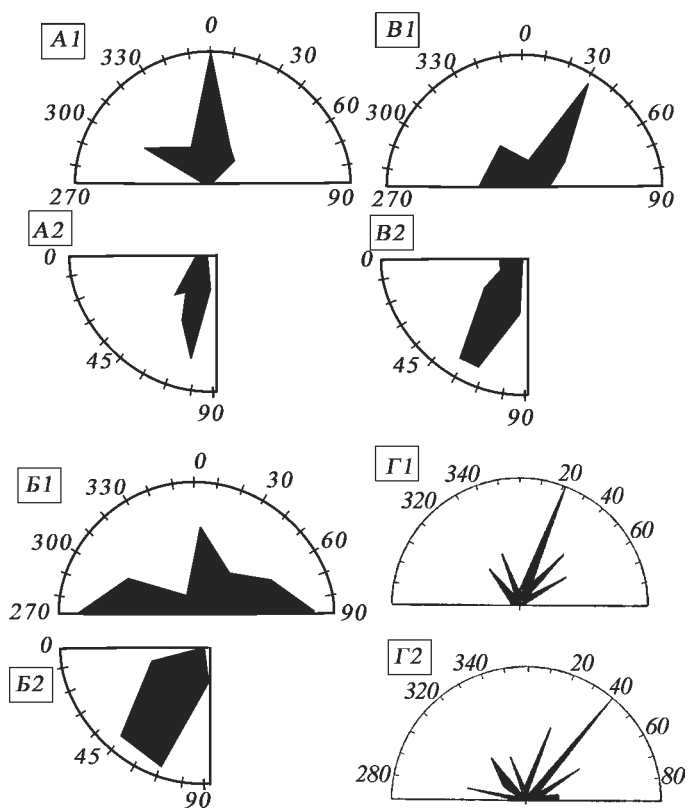


Рис. 2.21. Розы-диаграммы элементов залегания первичной полосчатости в реститовых гипербазитах массивов Калкан (А), Миндяк (Б), Нурали (В, Г). Составлена с использованием данных Е.А. Денисовой [1984], Г.Б. Рудника [1965], Г.Н. Савельевой [1987], Н.Л. Чаплыгиной и др. [2002]

Примечание: 1 — простирание полосчатости, 2 — падение полосчатости, Г — по данным Г.Б. Рудника (А1, Б1, В1, Г1 — сланцеватость по плаггиоклазу, А2, Б2, В2, Г2 — сланцеватость по ортопироксену)

в красновато-оранжевых тонах, по периферии наблюдается хроммагнетитовая кайма; а во втором — ксеноморфными и гипидиоморфными, хорошо просвечивающим в желтых и зелено-желтых тонах. Повышение хромистости акцессорных хромшпинелидов наблюдается в гарцбургитах, здесь они гипидиоморфные, просвечивают в красновато-оранжевых тонах.

Дуниты практически нацело сложены оливином (95–98%) и хромшпинелидом (1–5%). Ориентированные структуры выражены в предпочтительном удлинении (уплощении) зерен оливина и образовании цепочек хромшпинелидов. Как правило, они субсогласны между собой и с дунит-гарцбургитовой полосчатостью, наиболее характерными для них являются северо-восточное простирание и субвертикальное падение. Породообразующий оливин дунитов содержит 8–9% фаялитовой молекулы, хромшпинелид высокохромистый, идиоморфный, слабо просвечивает густым красно-коричневым цветом.

Таким образом, основными чертами строения дунит-гарцбургит-лерцолитовой части разреза являются следующие: постепенные переходы между перидотитовой, гарцбургитовой и дунитовой сериями, повсеместное развитие деформационных структур, свидетельствующее о высокотемпературных пластических деформациях пород, постепенное увеличение магнезиальности пород с запада на восток, к контакту с полосчатым дунит-верлит-пироксенитовым комплексом. Выявленные особенности позволяют нам, вслед за Г.Н. Савельевой и Е.А. Денисовой [1983], Г.Н. Савельевой [1987], интерпретировать рассматриваемую часть разреза как мантийные тектониты, образовавшиеся в результате деплетирования и тектонического течения рестита.

Восточная часть массива Нурали представлена полосчатым дунит-верлит-пироксенитовым комплексом и габброидами. Характерной особенностью первого является довольно разнообразный петрографический состав. Здесь встречаются дуниты, верлиты, клинопироксениты, вебстериты, ортопироксениты, плагиоклазовые пироксениты, горнблендиты и кумулятивные гарцбургиты. Иногда среди ультрабазитов отмечаются прослойки гнейсовидных габброидов и плагиоклазовых пироксенитов и горнблендитов.

Из особенностей строения следует также выделить наличие зоны тонкорасслоенных ультрабазитов. Ширина полос варьирует от 0,5 см до первых метров, «слои» прослеживаются на значительные расстояния (первые сотни метров). В составе расслоенной зоны преобладают клинопироксениты, верлиты, реже отмечаются полосы существенно оливинового состава. Ширина зоны составляет от 30 до 50 м, падение полос субвертикальное и крутое западное. Возможно, данная зона имеет и более

значительную мощность, но из-за плохой обнаженности определить это не удалось.

Наряду с полосчатостью в породах наблюдается отчетливая уплощенность зерен оливина, иногда отмечаются его лейстовидные выделения. Уплощенность зерен оливина согласна с ориентировкой полосчатости. Для верлитов и клинопироксенитов весьма характерны порфирикластические структуры. Петроструктурный анализ пород полосчатого комплекса показал значительно меньшую роль пластических деформаций пород при его формировании по сравнению с реститовыми ультрабазитами [Савельева, 1987]. Образование данного структурно-вещественного комплекса массива, скорее всего, происходило в условиях динамической кристаллизации базальтоидного расплава, отделившегося от рестита. Сходный механизм образования предполагается для полосчатого комплекса Хабарнинского массива [Щербаков, 1990].

К востоку ультрамафиты дунит-верлит-пироксенитового комплекса сменяются габброидами, которые слагают наиболее низкие участки местности в районе озера Нуралинское. Коренные выходы их чередуются с обнажениями и элювием серпентинитов, вулканогенно-осадочных пород. По-видимому, габбро не образуют единого тела, а представляют собой изолированные блоки в серпентинитовом меланже. Породы представлены следующими петрографическими разновидностями: однородными средне- и крупнозернистыми габбро-диоритами, полосчатыми роговообманковыми мелкозернистыми габбро, габбро-амфиболитами.

Южнее Нуралинского массива западная полоса гипербазитов сильно сужается, расщепляясь на серию изолированных линзовидных тел серпентинитов и блоков, сложенных породами полосчатого комплекса, близких по строению и составу к нуралинским. На участке между селами Вознесенское и Кирыбинское ультрабазиты снова образуют достаточно мощные линзовидные тела, разделенные на блоки долинами рр. Бултай, Урал, Барал и др. Северная часть данного участка известна как Юшкадинский (Татлембетовский), а южная — как Бурангуловский (Тарлауский) массив. Ультраосновные породы **Бурангуловского массива** почти полностью сложены апогарцбургитовыми серпентинитами. С ними ассоциируют тела мелкозернистых габбро-диабазов и полосчатых гранатовых габброидов, встречаются также многочисленные выходы апогаббровых метасоматитов (родингитов).

В пределах **Юшкадинского массива** довольно значительную роль играют частично серпентинизированные перидотиты, слагающие одноименный хребет. Наибольшим распространением здесь пользуются шпинелевые перидотиты, редко встречаются выходы дунитов и шпинель-плагиоклазовых лерцолитов. В краевых частях рассматриваемого участка развиты интенсивно рассланцованные

хризотилловые серпентиниты, среди них встречаются будины апогарцбургитовых серпентинитов с псевдоморфной петельчатой структурой. В восточной части массива, севернее д. Татлимбетово, обнажаются габбро и породы полосчатого комплекса. В строении последнего также отмечается зона тонкополосчатого строения, характерная для дунит-верлит-пироксенитового комплекса Нуралинского массива. От Бурангуловского до Миндякского массива западная полоса гипербазитов практически исчезает, ее трассируют лишь редкие линзы рассланцованных серпентинитов и небольшие тела крупнозернистых роговообманковых габбро.

2.2.2.2. Миндякский массив

Миндякский гипербазитовый массив представляет собой удлиненное в плане тело меридионального простираения длиной около 25 км. Ширина выходов гипербазитов изменяется в значительном диапазоне — от 0,2 до 2–5 км. Массив разделен субширотными разрывными нарушениями на серию блоков, наиболее крупными из которых являются (с севера на юг): Биикбиль, Зуляйхатау, Атутэ, Хайертюбе, Ураза, Акбура и Муктитау (рис. 2.22).

Контакты ультрабазитов с вмещающими породами повсеместно тектонические, круто падающие преимущественно в восточном направлении [Кац, 1980 г.]. Над центральной частью массива фиксируется интенсивная положительная аномалия силы тяжести почти изометричной формы, сопровождающаяся слабым магнитным полем. Согласно проведенным расчетам, мощность ультраосновных пород здесь составляет около 6,5–7 км [Кац, 1980 г.], в северном и южном направлении происходит резкое уменьшение мощности гипербазитов до 500–1000 м в блоках Муктитау и Хайертюбе. Приведенные данные указывают на соизмеримость параметров массива в плане и разрезе.

Вдоль западного контакта массива развит серпентинитовый меланж, включающий в себя блоки массивных апоперидотитовых серпентинитов, вулканогенных пород (базальтов), яшм, кремней, кварцитов, хлорит-серицит-кварцевых сланцев. Преобладают блоки серпентинитов и кремнистых пород. Матриksom меланжа служат интенсивно рассланцованные хризотилловые серпентиниты. Вулканиды заметным развитием пользуются лишь в районе г. Улутюбе (блок Зуляйхатау). Ширина зоны меланжа от блока г. Ураза, где она составляет всего 50–200 м, резко увеличивается к северу до 0,5–2 км.

Блок г. Ураза сложен сменяющимися с запада на восток комплексами: 1) шпинелевых перидотитов (0,5–1 км), 2) шпинель-плагиоклазовых пери-

дотитов (около 1,5 км), 3) полосчатым комплексом (0,4–1 км), 4) габброидами (до 1,5 км). Западная часть блока г. Хайертюбе сложена серпентинитами (1,5 км), сменяющимися на восток массивными перидотитами (1,2 км), полосчатым комплексом (0,5–1 км) и габброидами (до 0,5 км). Блок г. Атутэ сложен преимущественно серпентинитовым меланжем с блоками пород полосчатого комплекса, кремнистых пород, в восточной части его развит полосчатый комплекс (до 0,5 км). Блоки г. Зуляйхатау и г. Биикбиль в южной части сложены породами полосчатого комплекса, на г. Биикбиль — большей частью в виде интенсивно метасоматически переработанных глыб в меланже. В северной части указанных блоков развит меланж с крупными глыбами вулканогенных и осадочных пород.

Лишь в блоке Ураза в заметных количествах присутствуют типичные для массивов дунит-гарцбургитовой формации шпинелевые перидотиты. Они слагают его западную часть (ширина полосы до 1 км). Характерная особенность пород при их полевом изучении — наличие желтовато-коричневатой корочки выветривания, низкая крепость пород (выветрелость), постоянное присутствие акцессорного хромшпинелида (1–5%, редко до 10–15%).

Шпинелевые перидотиты в различной степени серпентинизированы. Минимальная степень серпентинизации характерна для пород блоков Акбура и Ураза (30–60%), практически полностью серпентинизированы породы в краевых частях массива и блоках Хайертюбе и Биикбиль. Первичные гипербазиты состоят из оливина (65–85%), энстатита (10–30%), диопсида (2–10%) и хромшпинелида (0,1–5%). Породы характеризуются слабо выраженной полосчатостью, нередко она отсутствует. Часто первичная полосчатость сильно затушевана процессами выветривания, сопровождающимися образованием густой сети трещин в обнажениях. Лучше всего полосчатость проявляется при наличии в перидотитах участков, обогащенных диопсидом, энстатитом или тонких дунитовых полос. Ориентировка минеральной уплощенности в породах данной ассоциации согласна с ориентировкой полосчатости [Денисова, 1984]. Для ультрабазитов данного комплекса характерна петельчатая серпентинизация, выраженная в образовании по первичным силикатам α -лизардита, реже — β -лизардита и хризотила. Вторичный магнетит встречается в незначительных количествах.

К востоку шпинелевые перидотиты сменяются шпинель-плагиоклазовыми, которые отличаются от описанных выше массивным обликом. Они темно-зеленые, до черных, на выветрелой поверхности часто наблюдается пироксеновая полосчатость в виде бугристых струек более устойчивого к выветриванию энстатита. Ширина выходов пород данного комплекса составляет около 1 км,

встречаются редкие дайки мелкозернистых габброидов.

Внутреннее строение рассматриваемого комплекса обусловлено чередованием в разрезе пери-

дотитов с плагиоклазом и без него, причем преобладают плагиоклазовые разновидности. Первичные породы сложены оливином (60–80%), энстатитом (10–20%), диопсидом (3–15%), хромшпинелидом

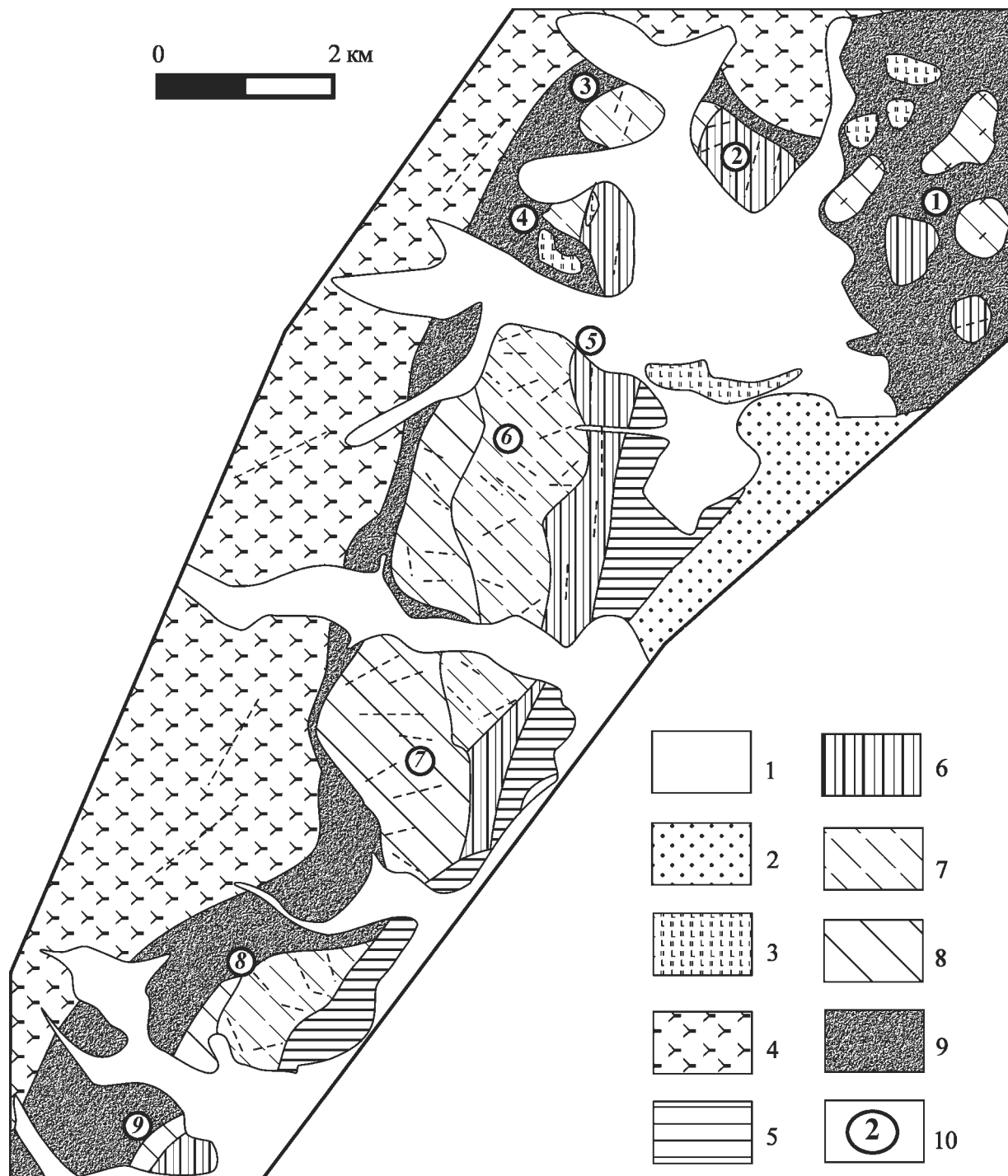


Рис. 2.22. Схема геологического строения Миндякского массива. Составлена по материалам Ш.Н. Каца [1980 г.], Е.А. Денисовой [1984]

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения; 2–3 — осадочные и вулканогенно-осадочные толщи палеозоя Западно-Магнитогорской зоны; 2 — девонские и каменноугольные осадочные отложения, 3 — кремнисто-базальтовые отложения ордовика и силура; 4 — осадочно-метаморфогенные толщи докембрия зоны Уралтау; 5–9 — Миндякский габбро-гипербазитовый массив: 5 — габброиды, 6 — верлит-пироксенитовый комплекс, 7 — преимущественно шпинель-плагиоклазовые перидотиты, 8 — преимущественно шпинелевые перидотиты, 9 — серпентинитовый меланж; 10 — номера блоков (1 — Биикбиль, 2 — Зуляйхатау, 3 — Белекейтюбе, 4 — Атугэ, 5 — Хайертюбе, 6 — Ураза, 7 — Акбура, 8 — Муктитау, 9 — Кубагушево)

(1–5%). Содержание плагиоклаза составляет от 2 до 10%. Он встречается в тесной ассоциации с хромистым буровато-коричневым шпинелидом, их агрегаты образуют в породе струйчатые выделения, параллельные первичной полосчатости и минеральной уплощенности оливина и ортопироксена. Плагиоклаз практически полностью замещен соссюритом. Хромшпинелиды, пространственно разобщенные с плагиоклазом, обладают глиноземистым составом, что также отражается в их окраске: они просвечивают в желтых, зеленовато-желтых и желтовато-оранжевых тонах. В породах отчетливо проявлены ориентированные текстуры, выраженные в струйчатом и ленточном строении пироксеновых и хромшпинелид-плагиоклазовых агрегатов.

Обнажения пород данного комплекса лучше отпрепарированы, для них характерна меньшая трещиноватость. Степень серпентинизации пород примерно сопоставима с таковой в шпинелевых перидотитах. Главной отличительной чертой серпентинизации пород рассматриваемого комплекса является постоянное присутствие вторичного пылевидного магнетита в ассоциации с β -лизардитом и хризотилом. По этой причине шпинель-плагиоклазовые перидотиты характеризуются более высокой магнитной восприимчивостью, чем перидотиты без плагиоклаза.

Породами описанных выше структурно-вещественных комплексов массива сложены, как правило, гипсометрически наиболее высокие части хребтов с абсолютными отметками 700–800 м. Замеры элементов залегания первичной полосчатости в шпинелевых и шпинель-плагиоклазовых перидотитах показали значительные вариации их значений в различных блоках при относительно выдержанном залегании структурных элементов внутри каждого из них. Для блока Муктитау характерно северо-западное простирание полосчатости и минеральной уплощенности с субвертикальным и крутым падением преимущественно в юго-западном направлении. На Акбуре преобладают субширотные ориентировки полосчатости с крутым южным падением в шпинелевых перидотитах и северо-западное простирание с юго-западным крутым падением в шпинель-плагиоклазовых.

Наибольшим разнообразием отличаются ориентировки структурных элементов в блоках Ураза и Хайертюбе. В центральных частях зафиксировано преимущественно широтное простирание, в восточной части блоков оно сменяется на северо-восточное, а в западной — на северо-западное. Во всех случаях падение полосчатости и минеральной уплощенности крутое или субвертикальное. В блоке Хайертюбе на небольшой площади ориентировка полосчатости обнаруживает значительные вариации. По данным Е.А. Денисовой [1984],

наблюдаемое разнообразие элементов залегания ориентированных текстур и структур в гипербазитах связано с интенсивной складчатостью.

В восточном направлении в большинстве пересечений шпинель-плагиоклазовые перидотиты сменяются породами полосчатого верлит-пироксенитового комплекса. Лишь в блоке Акбура картируется узкая полоса (0,2–0,4 км), сложенная преимущественно гарцбургитами [Денисова, 1984]. Главная особенность полосчатого комплекса массива Миндяк — частое чередование в разрезе гипербазитов, представленных верлитами, клинопироксенитами и дунитами, а также серпентинитами, образованными по этим породам, и габброидов.

Первичный оливин в ультрабазитах почти полностью замещен серпентином, реликты его составляют не более 3–5%. Содержание диопсида варьирует от 5% в клинопироксеновых дунитах до 100% в мономинеральных клинопироксенитах. Обычно он представлен зернами различной размерности. Большую часть слагают крупные порфиробласты размером 2–5 мм и более, они сцементированы мелкозернистым агрегатом, состоящим из неомалта того же состава (0,1–1 мм) в пироксенитах или из апооливинового петельчатого серпентина в верлитах.

Для пород полосчатого комплекса характерна избирательная серпентинизация, выраженная в предпочтительном замещении серпентином оливина, пироксены при этом практически не затрагиваются вторичными процессами. В измененных ультрабазитах наблюдается постоянное присутствие вторичного пылевидного магнетита, выделяющегося совместно с петельчатым β -лизардитом. Кроме оливин-диопсидовых пород в составе полосчатого комплекса в подчиненных количествах встречаются вебстериты, содержащие 15–30% энстатита, гарцбургиты (до 15% энстатита). В верлитах иногда отмечается присутствие амфиболов в количестве до 10%.

В породах полосчатого комплекса основным структурным элементом является полосчатость, выраженная в чередовании петрографических разновидностей пород: верлитов, оливиновых клинопироксенитов, серпентинизированных дунитов и аподунитовых серпентинитов. Практически во всех блоках массива полосчатость имеет выдержанное субмеридиональное простирание и крутые до субвертикальных углы падения.

Габброиды представлены преимущественно телами мелкозернистых габбро-диабазов мощностью 15–30 м. Они обычно более устойчивы к выветриванию по сравнению с гипербазитами и образуют в рельефе гривы субмеридионального простирания. В габброидах в значительной степени проявлены процессы метасоматизма, приводящие к формированию светло-зеленых и светло-серых апогаббровых метасоматитов (родингитов), обладающих

в большинстве случаев тонкозернистой структурой. В редких случаях среди них наблюдаются мелкозернистые породы с розовым гранатом (типичные родингиты). Иногда габброиды нацело замещены метасоматитами, которые слагают тела среди апоперидотитовых серпентинитов.

Предшествующими исследователями габброиды данного типа рассматривались как дайки. Альтернативным является предположение о наличии в восточной части массива «расслоенного» переходного комплекса пород, описываемого во многих офиолитовых комплексах. В пользу первого предположения свидетельствуют следующие факты: габброиды представлены преимущественно тонко- и мелкозернистыми диабазами, часто с зонами закалки (?), выделяются в рельефе в виде грив, тогда как вмещающие их перидотиты и пироксениты слагают пониженные участки. С другой стороны, в пользу «расслоенного комплекса» говорит повсеместное согласное простиранье габброидов и полосчатости в гипербазитах. Степень вторичных изменений пород по простиранью комплекса изменяется пропорционально: чем выше степень серпентинизации гипербазитов, тем больше в разрезе комплекса наблюдается апогаббровых метасоматитов, что свидетельствует о близ-одновременном протекании процессов серпентинизации и родингитизации.

К востоку полосчатый комплекс сменяется средне и крупнозернистыми габбро и габбро-диоритами. Максимальная ширина выходов габброидов южнее оз. Мигеле достигает 1,2 км. В северных блоках габброиды данного типа практически отсутствуют. На западном берегу оз. Мигеле габброиды представлены преимущественно средне- и крупнозернистыми разновидностями, часто — полосчатыми, которая обусловлена различной меланократовостью пород, преобладают мезократовые габбро. Среди указанных габброидов развиты многочисленные жилы (дайки?) мелко- и тонкозернистых диабазов, встречаются также тела эруптивных брекчий основного состава. В габброидах иногда отмечается редкая вкрапленность сульфидов (преимущественно пирита).

По данным Ш.Н. Каца [1980 г.], в составе тела габброидов можно выделить три последовательно сменяющие друг друга зоны, представляющие собой три последовательные фазы внедрения. С запада на восток последовательно обнажены: 1) меланократовые роговообманковые габбро и габбро-диабазы, 2) габбро-диориты, 3) монцогаббро, монцодиориты и кварцевые диориты.

Меланократовые габбро представлены средне- и крупнозернистыми массивными породами темно-серого цвета. Они сложены моноклинным пироксеном (до 10%), бурой роговой обманкой (60–70%), плагиоклазом An_{40-60} (10–30%), ильменитом и магнетитом (1–5%). Среднезернистые габбро-диа-

базы характеризуются серым цветом, массивной текстурой, пойкило-офитовой и офитовой структурой. Они сложены авгитом (30–50%), плагиоклазом (50–70%), титаномagnetитом и магнетитом (0, n–2%).

Габбро-диориты обладают крупно- и среднезернистым сложением, светло-серой окраской. В породах наблюдаются разнообразные структуры: панидиоморфнозернистая, габбровая, офитовая. Минеральный состав их также изменчив: плагиоклаз An_{30-40} (40–60%), клинопироксен (до 10%), роговая обманка (10–30%), кварц (до 8%). В небольших количествах в габбро-диоритах присутствуют калиевый полевой шпат, апатит, циркон, магнетит, титаномagnetит. Широким развитием в породах пользуются вторичные минеральные парагенезисы с участием хлорита, пренита, эпидота, серицита, цеолитов и соссюрита.

Выходы монцогаббро и монцодиоритов приурочены к восточной части габброидного комплекса. Макроскопически это светло-серые, розовато-серые плотные породы средне- и крупнозернистой структуры. Основная масса их сложена призмами плагиоклаза An_{30-35} (40–50%) и сине-зеленой роговой обманки (25–35%). Интерстиции между ними занимает ксеноморфный калиевый полевой шпат (10–20%). В меньших количествах присутствуют кварц (до 15%) и биотит (до 5%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, турмалином.

2.2.2.3. Калканский массив

Восточная полоса гипербазитов характеризуется более высокой степенью дезинтеграции и серпентинизации пород. Здесь почти все тела ультрабазитов представлены серпентинитами, среди которых преобладают апогарцбургитовые разновидности. Выделение отдельных массивов внутри полосы довольно условно, поскольку она представляет собой серпентинитовый мегамеланж, в который включены многочисленные блоки в различной степени измененных пород.

Наиболее полно изучено строение меланжа Восточно-Учалинской полосы в районе озер Ургун и Калкан (рис. 2.23). Исследования на данной территории проводились неоднократно при проведении геолого-съёмочных, тематических и поисковых работ на хромиты, золото, сульфидные руды [Анисимов и др., 1978 г.; Вецлер, 1955 г.; Ленных и др., 1961 г.; Нестоянова, Ленных, 1959 г.; Садрисламов и др., 1961 г.; Скрябин, Галиуллин, 1959 г.; Шумихин и др., 1987 г.; Эдельштейн, 1964 г. и др.]. Наиболее детальные работы по изучению структуры и вещественного состава фрагментов офиолитового комплекса проведены Н.Л. Чаплыгиной с соавторами [2002] и Н.Л. Чаплыгиной [2003].

У исследователей нет однозначности в названиях «массивов» рассматриваемой площади: одни из них выделяют один — Учалинский массив, другие — несколько (Ургунский, Калканский). В составе «массива» можно выделить серпентинитовый матрикс и погруженные в него блоки, характеризующиеся различным строением и составом.

По данным геофизических исследований [Таврин, Родионов, 1963], северная часть рассматриваемой площади представлена вытянутой в меридиональном направлении положительной аномалией магнитного поля. От широты д. Рысаево на юг она расщепляется на две параллельные зоны — западную и восточную, что также проявля-

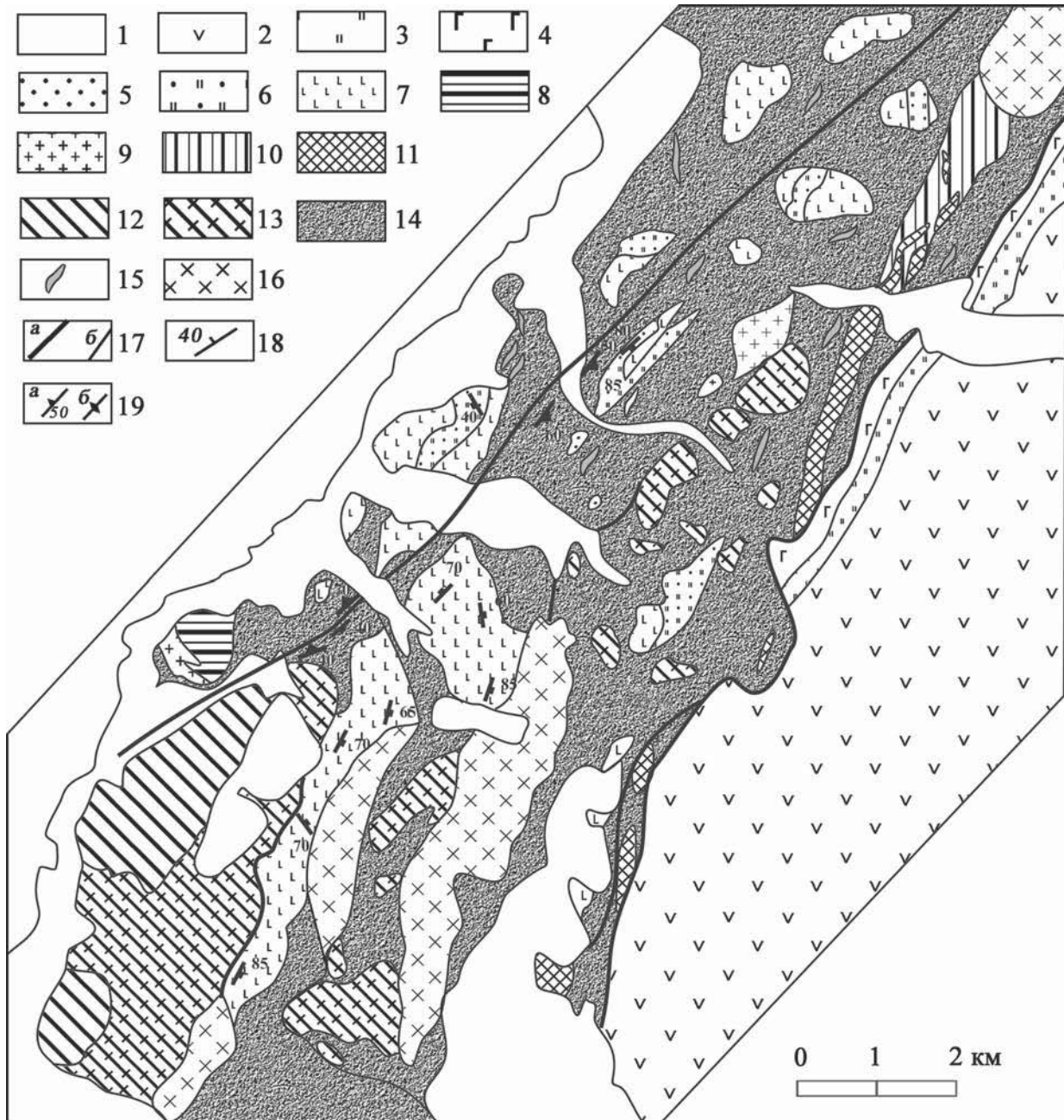


Рис. 2.23. Схема геологического строения района Калканского и Ургунского массивов. По Н.Л. Чаплыгиной, К.Е. Дегтярёву, Г.Н. Савельевой [2002]

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения; 2 — ниже-среднедевонские вулканогенно-осадочные толщи Западно-Магнитогорской зоны; 3 — нижнесилурийские кремни и черные сланцы; 4 — верхнеордовикские — нижнесилурийские базальты; 5–7 — среднеордовикские образования: 5 — туфогенные песчаники и туффиты, 6 — кремни, кремнистые туффиты и черные сланцы, 7 — базальты; 8 — диабазы комплекса параллельных даек; 9 — гранитоиды; 10 — верлиты и клинопироксениты; 11 — дуниты и аподунитовые серпентиниты; 12 — гарцбургиты; 13 — апогарцбургитовые серпентиниты; 14 — серпентинитовый меланж; 15 — дайки родингитизированных габбро; 16 — диориты; 17 — границы тектонических пластин (а) и геологические границы (б); 18 — элементы залегания слоистости; 19 — элементы залегания ориентированных текстур и структур в гипербазитах (а — наклонные, б — вертикальные)

ется в геологическом строении. Мощность тел серпентинитов, фиксируемых положительной аномалией магнитного поля, не превышает 600 м.

В юго-западной части территории обнажаются два блока, сложенные частично серпентинизированными гипербазитами. Наиболее крупный из них слагает массив горы Калкан на западном берегу одноименного озера и имеет размеры в плане 6×2,5 км. В составе данного блока преобладают шпинелевые перидотиты (гарцбургиты) с редкими полосовидными и линзовидными телами дунитов (до 10%), прожилками пироксенитов.

Породы в значительной степени серпентинизированы (50–80%), но в них хорошо сохранились первичные структуры. Гарцбургиты состоят из оливина (70–90%), ортопироксена (7–20%), хромшпинелида (1–5%), иногда присутствует диопсид (до 5%). Дуниты сложены крупнозернистым оливином (95–99%) и хромитом (до 3–5%), в небольших количествах присутствует энстатит (до 5%). В гипербазитах наблюдаются следы пластических деформаций: оливин образует уплощенные вытянутые зерна с поперечными к удлинению полосами излома, с крупными зернами соседствуют более мелкие изометричные необласты. Энстатит также деформирован, что проявляется в изгибе спайности, ламеллей диопсида, неоднородном угасании зерен. Крупные зерна первичного ортопироксена подвергаются хрупким деформациям с образованием по их периферии мелких необласт.

Для гипербазитов характерно широкое развитие ориентированных структур и текстур (полосчатости, минеральной уплощенности, линейности), образование которых связано с тектоническим течением ультраосновного вещества в р-Т условиях верхней мантии. В гипербазитах Калканского массива наибольшее распространение имеет субмеридиональная ориентировка полосчатости, реже встречается полосчатость северо-западного простирания. Залегание полосчатости почти всегда крутое, субвертикальное (рис. 2.21). Замеры ориентировок минеральной уплощенности по хромшпинелидам и ортопироксенам показали субсогласное их расположение относительно первичной полосчатости пород при несколько более пологих углах падения [Чаплыгина, 2003].

Кроме гипербазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации, в пределах рассматриваемой территории откартированы фрагменты полосчатого комплекса и габбро, образующие изолированные блоки в меланже [Чаплыгина и др., 2002]. Полосчатый комплекс лучше всего обнажен на г. Калтырма и представлен чередующимися клинопироксенитами и серпентинизированными дунитами. Залегание полосчатости изменчиво: преобладает восточное и юго-восточное падение от пологого (20°) до субвертикального. Ультрабазиты прорваны многочисленными дайками габброидов мощностью первые

метры. В составе даек преобладают крупнозернистые однородные габбро.

Выше пород полосчатого комплекса залегают расслоенные габброиды, отличающиеся пестрым петрографическим составом. Здесь отмечается чередование мезо-, лейко- и меланогаббро, габброноритов. От ультраосновных пород габброиды обычно отделены серпентинитами. По данным Н.Л. Чаплыгиной [2003], в отдельных блоках наблюдается непосредственный их контакт с породами полосчатого комплекса, который выражен в постепенной смене через тонкое «переслаивание» пироксенитов меланократовыми габбро снизу вверх по разрезу.

В завершение обзора геологического строения гипербазитовых массивов северной части Вознесенско-Присакмарской зоны, выделим следующие основные моменты:

1) гипербазиты на большей части описываемой территории образуют два параллельных пояса: западный (собственно ГУР) и восточный (Узункырский пояс);

2) серпентинизированные лерцолиты, гарцбургиты и дуниты слагают преимущественно массивы-блоки эллипсовидной формы, удлиненные в меридиональном направлении и погруженные в серпентинитовый меланж;

3) в строении массивов западного пояса более значительную роль играют лерцолиты, в массивах восточного пояса они практически отсутствуют;

4) для структурных элементов гипербазитов (струйчатости, минеральной уплощенности, полосчатости) характерно крутое, чаще субвертикальное падение, простирание их варьирует в более значительном диапазоне.

2.2.3. Гипербазиты южной части Главного пояса

Южнее широты г. Белорецк Главный гипербазитовый пояс резко сужается. На протяжении около 200 км он представлен узкой цепочкой сильно вытянутых тел преимущественно серпентинитового состава, обнажающихся в непосредственном контакте метаморфических толщ зоны Уралтау и вулканогенно-осадочных комплексов Магнитогорской мегазоны (Абзаковский, Верхне-Присакмарский и Присакмарский «массивы»). Восточная полоса представлена также сильно вытянутым в меридиональном направлении Юлдашевским массивом.

Расширение пояса начинается от Байгускаровского массива (рис. 2.24), который имеет размеры 40×10 км и сложен преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами. К югу от него постепенно увеличиваются как площади массивов, так и роль в их строении первичных ультрабазитов

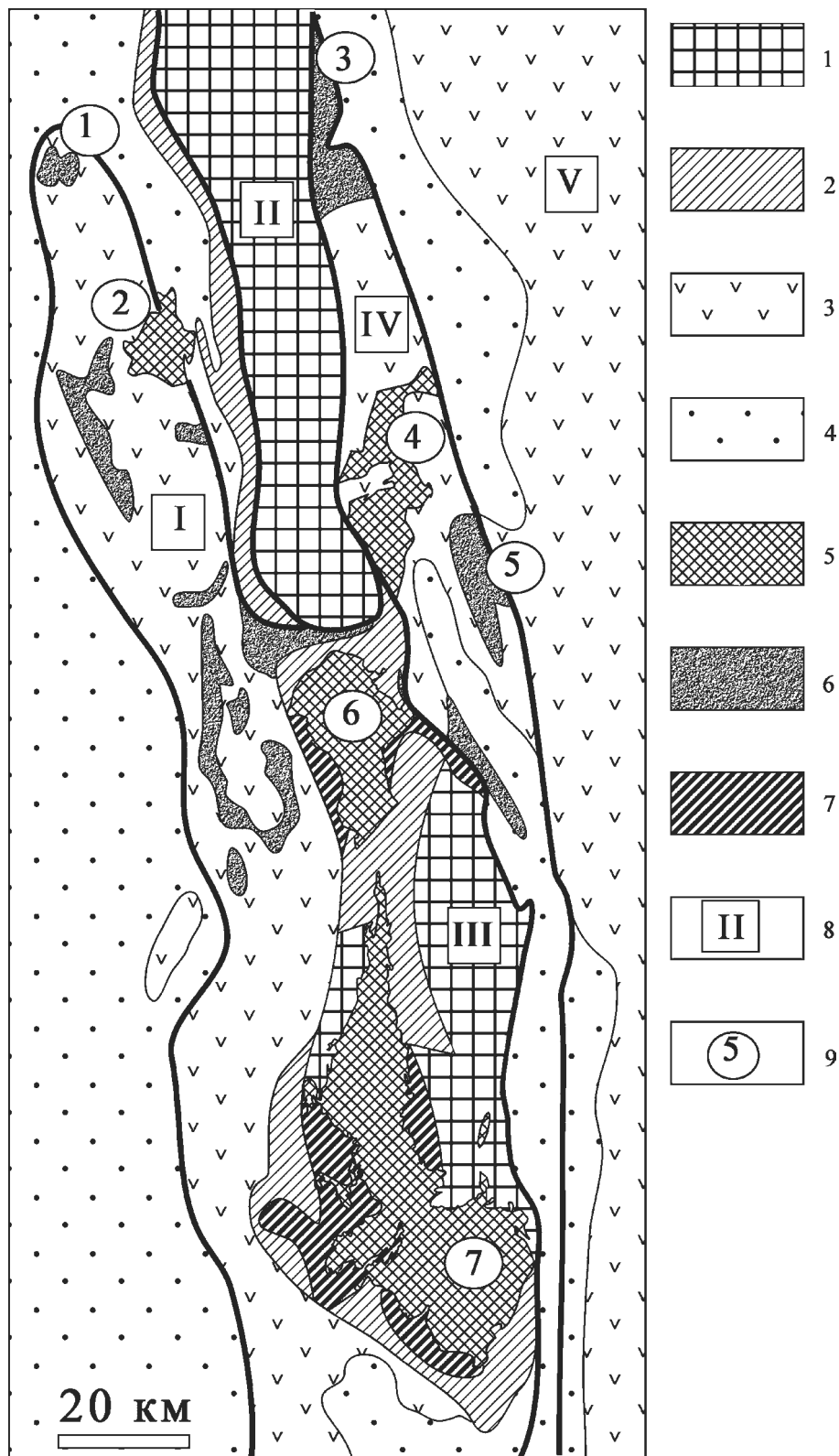


Рис. 2.24. Тектоническая схема юго-западной части Южного Урала, по С.А. Щербакову [1990]

Условные обозначения: 1 — доордовикские образования; 2 — нижнепалеозойские осадочные породы; 3 — среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 4 — девонско-каменноугольные флишеидные образования; 5–6 — гипербазитовые массивы (5 — преимущественно серпентинизированные шпинелевые перидотиты и дуниты, 6 — преимущественно рассланцованные серпентиниты); 7 — габброиды; 8 — структурно-формационные зоны и их номера (I — Сакмарская зона, II — зона Уралтау, III — Эбетинский выступ, IV — Вознесенско-Присакмарская зона, V — Магнитогорская мегазона); 9 — крупные гипербазитовые массивы и их номера (1 — Акзигитовский, 2 — Катралинский, 3 — Байгускаровский, 4 — Халиловский, 5 — Ишкининский, 6 — Хабарнинский, 7 — Кемпирсайский)

(Халиловский, Хабарнинский, Кемпирсайский массивы). В восточной полосе преимущественно представлены небольшие тела серпентинитов (Ишкининский, Восточно-Хабарнинский и другие).

Байгускаровский гипербазитовый массив расположен к западу от пос. Бурибай и занимает водораздельную область между долинами рек Сакмара и Таналык. В структурном отношении он приурочен к Вознесенско-Присакмарской зоне (рис. 2.24). На западе массив граничит с метаморфическими толщами зоны Уралтау, на востоке — с вулканогенно-осадочными породами силура и верхнего девона западного крыла Магнитогорской мегазоны.

Значительная часть площади массива перекрыта рыхлыми отложениями и мезозойско-кайнозойской корой выветривания и представляет собой слабо всхолмленную степь. Площадь развития гипербазитов геоморфологически ничем не отличается от окружающих толщ. Сравнительно хорошо

обнажен правый борт р. Дергамыш, элювиальные развалы гипербазитов и габброидов встречаются на склонах и вершинах сопок, коренные выходы и элювий также можно изучать в редких искусственных обнажениях.

Массив вытянут в меридиональном направлении на 20 км и имеет в плане неправильную форму (рис. 2.25). В его строении можно выделить достаточно четко обособленные блоки: западный (Байгускаровский), восточный (Никольский) и южный (Абубакировский). Последний состоит из серии разрозненных тел серпентинитов, в значительной степени перекрытых рыхлыми отложениями и практически недоступных для изучения с поверхности. На севере Байгускаровский массив тонким проводником соединяется с Присакмарским, а на юге — с Халиловским массивами ультраосновных пород.

Границы гипербазитов Байгускаровского массива с вмещающими породами заливообразные,

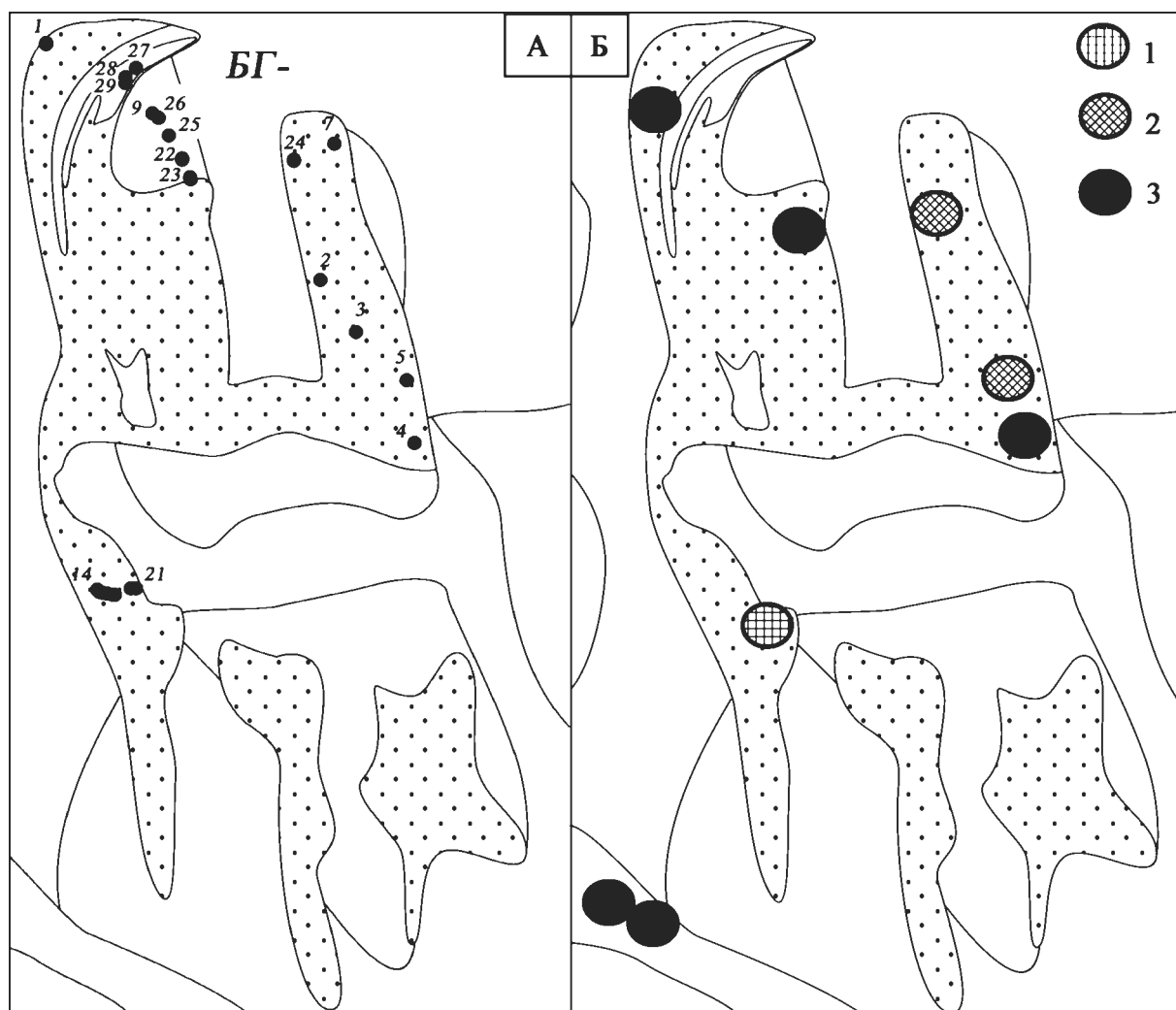


Рис. 2.25. Карта фактического материала (А) и состав аксессуарных хромшпинелидов (Б) Байгускаровского массива

Условные обозначения для Б: 1–3 — составы аксессуарных хромшпинелидов: 1 — среднехромистые (хромпикотит), 2 — высокохромистые (хромпикотит — алюмохромит), 3 — метаморфизованные (хроммагнетит, магнетит)

Примечание: аббревиатура «БГ-» на карте фактического материала соответствует таковой в нумерации образцов в таблицах главы 3 и Приложении 1

отмечается широкое распространение среди серпентинитов блоков вулканогенно-осадочных пород и, наоборот, наличие в туфобрекчиях сакмарской свиты обломков гипербазитов [Бучковский, 1966 г.] (рис. 2.26). Первое свидетельствует об интенсивных тектонических деформациях ультраосновных пород при их внедрении в верхние горизонты коры и формировании обширных зон меланжа. Наличие же обломков ультрабазитов в туфобрекчиях говорит о формировании вулканогенного разреза сакмарской свиты на меланократовом основании, а также принадлежности эффузивов и гипербазитов к единой офиолитовой ассоциации.

Ультраосновные породы в пределах изученной территории почти полностью серпентинизированы. Большая часть серпентинитов обнаруживает апогарцбургитовую природу, менее распространены аподунитовые разновидности. Иногда среди серпентинитов встречаются отдельные выходы и дайкообразные тела оливиновых пироксенитов, наибольшим распространением они пользуются в северо-западной части массива.

В пределах массива пробурено большое количество скважин глубиной до 684,0 м в связи с поисковыми работами на сульфидные медно-кобальтовые руды и силикатный никель [Бучковский,

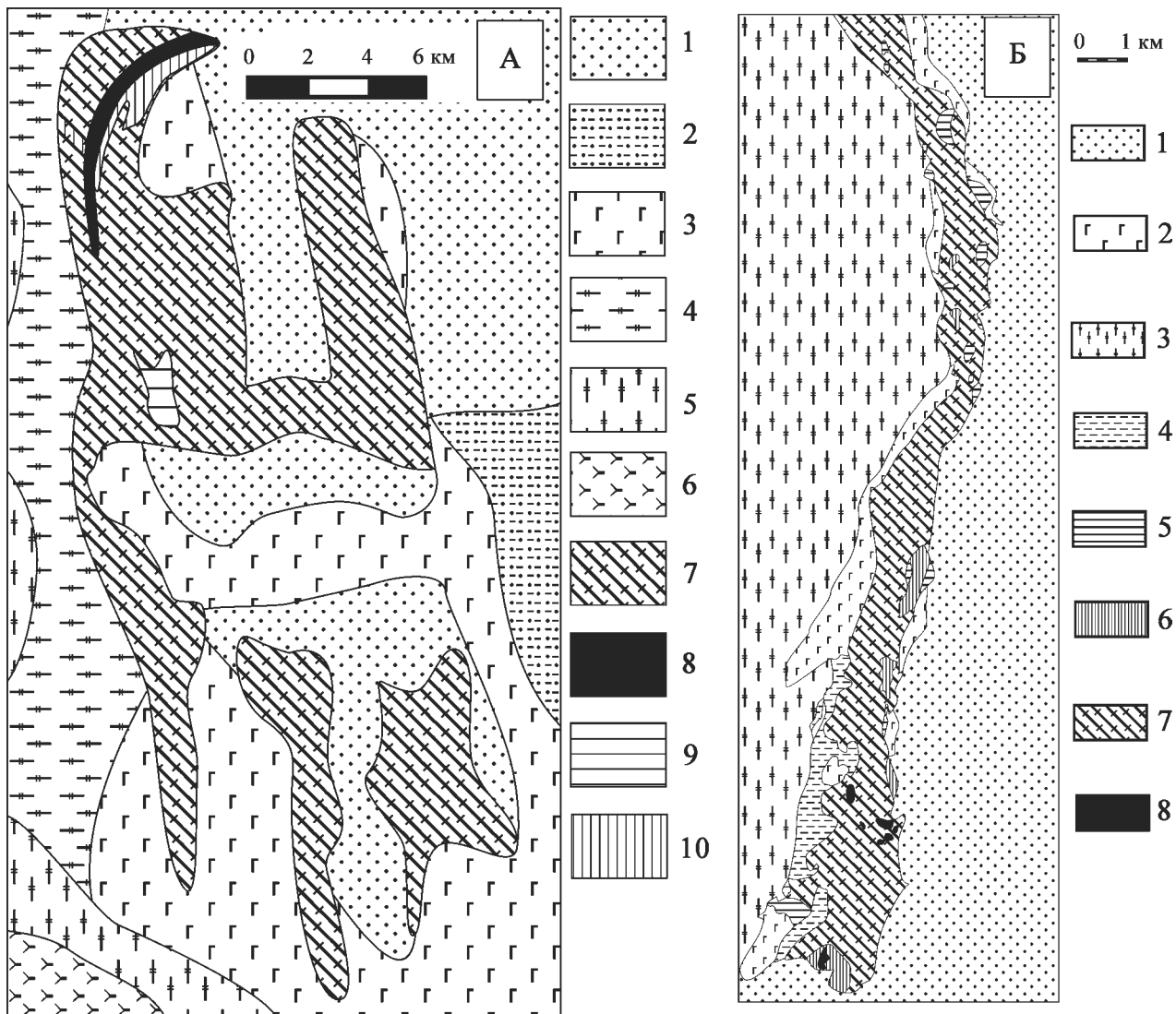


Рис. 2.26. Схема геологического строения Байгускарковского массива (А) и участка Присакмарского массива между дд. Яратово и Бекешево (Б). Составлены по данным Н.П. Спорова [1936 г.], Э.С. Бучковского [1966 г.] и И.И. Эдельштейна [1964 г.]

Условные обозначения для А: 1–6 — вмещающие породы (1 — зилаирская свита, D_3-C_1 , 2 — колтубанская свита, D_3 , 3 — сакмарская свита, $O-S$, 4 — карамолинская свита, 5 — яманская свита, 6 — кайраклинская свита); 7–10 — ультрабазиты и габброиды Байгускарковского массива (7 — преимущественно апогарцбургитовые серпентиниты, 8 — аподунитовые серпентиниты, 9 — габброиды, 10 — пироксениты). **Для Б:** 1–3 — вмещающие породы (1 — вулканогенно-осадочные отложения Магнитогорской мегазоны, $S-D$, 2 — базальтоиды сакмарской свиты, $O-S$, 3 — метаморфические породы зоны Уралау); 4 — амфиболиты; 5–8 — ультрабазиты и габброиды Присакмарского массива (5 — аподунитовые серпентиниты, 6 — преимущественно апогарцбургитовые серпентиниты, 7 — пироксениты, 8 — габброиды)

1966 г.]. По данным бурения, верхняя часть разреза (до глубины 200 м) представлена чередованием апоперидотитовых серпентинитов, их карбонатизированных и оталькованных разновидностей, тальк-карбонатных и карбонатных пород, образованных на месте гипербазитов.

Глубже отметки 200 м преобладают апоперидотитовые серпентиниты, среди них встречаются участки мощностью от 2 до 13 м, сложенные аподунитовыми серпентинитами. Они составляют около 20% объема толщи. В меньшей степени на данном отрезке развиты пироксенитовые жилы. Встречаются они также по всему разрезу, образуя тела мощностью 2–8,6 м. Значительно реже совместно с пироксенитами встречаются прожилки габбро-диабазов (мощность 0,1–2 м).

Макроскопически апоперидотитовые и аподунитовые серпентиниты представляют собой зеленовато-серые, зеленовато-черные и буровато-зеленые породы. В апоперидотитовых разностях до 20–30% объема породы слагают таблички бастита размером 3–5 мм. Структуры серпентинитов: петельчатая, решетчатая, листоватая, спутан-

но-волоконная. В петельчатых серпентинитах часто проявлена секториальная структура петель («структура песочных часов»), при деформации петельчатой структуры возникает ленточная.

В ассоциации с гипербазитами развиты габброиды с вариацией составов от горнблендитов до габбро-диоритов, структуры — от мелкозернистых (долериты, габбро-диабазы) до гигантозернистых (пегматоидное габбро). Горнблендиты имеют постепенные переходы к меланократовым габбро. Главный породообразующий минерал — зеленовато-коричневая, бурая роговая обманка, занимающая более 60% объема породы. Плаггиоклаз встречается в подчиненных количествах и большей частью пелитизирован (обр. Бг-17/2, 21/2). Характерным аксессуарным минералом является апатит (1–3%, 0,1–0,2 мм), преимущественно образующий пойкилитовые включения в роговой обманке.

В пегматоидных и крупнозернистых мезократовых габброидах по первичным цветным минералам (клинопироксену) развиты агрегаты уралита и тремолита. Плаггиоклаз встречается в виде коротких призм размером 2–6 мм и более. Аксессуарным минералом также апатит.

Базальтоиды, изученные нами, присутствуют в виде небольших блоков в серпентинитовом меланже и характеризуются темно-серой, почти черной окраской, массивной текстурой (обр. Бг-3/4). Для них характерна порфировая структура с интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники моноклинного пироксена таблитчатой формы и размером 1–1,5 мм составляют до 30% объема породы.

Присакмарский гипербазитовый массив расположен севернее Байгускаровского и по сути является его продолжением (рис. 2.27). Для массива характерна резко удлиненная в плане форма. Ультрабазиты протягиваются узкой полосой с севера на юг на расстояние более 90 км. Ширина выходов ультраосновных пород варьирует от 0,5 до 3,5 км. Современная поверхность массива — слабо всхолмленная равнина, осложненная сетью оврагов и балок, к которым приурочена наи-

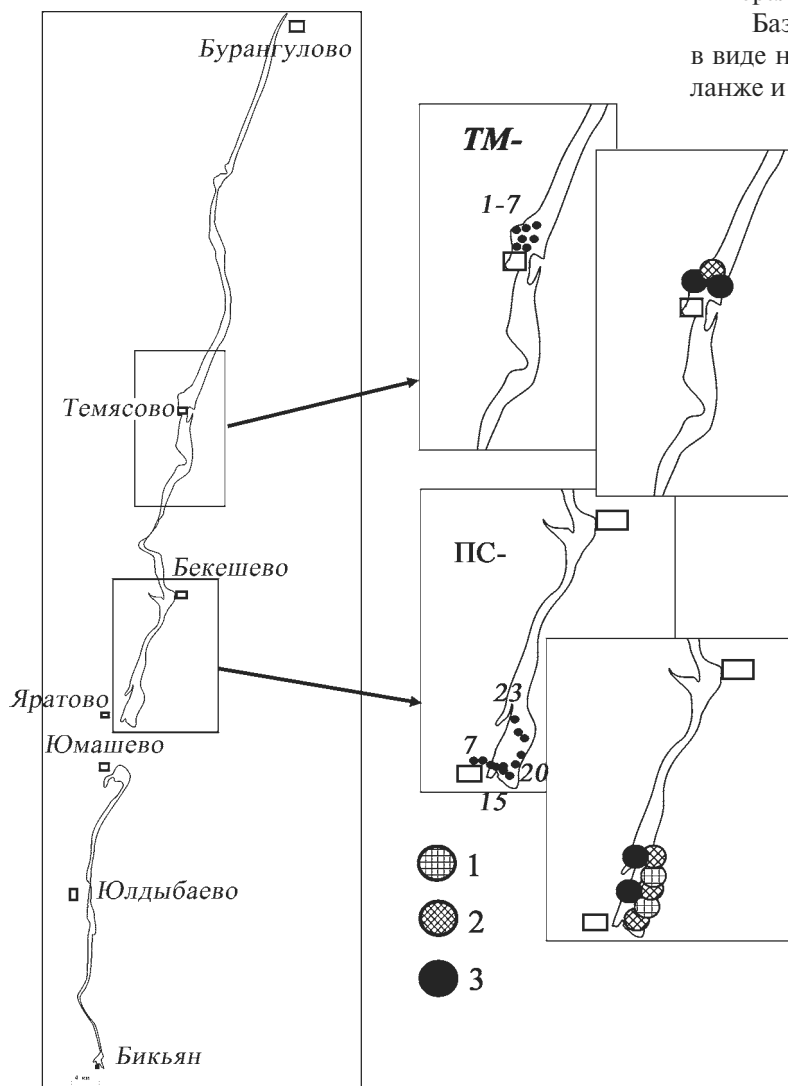


Рис. 2.27. Карта фактического материала и состав аксессуарных хромшпинелидов Присакмарского массива

Условные обозначения: 1–3 — составы аксессуарных хромшпинелидов: 1 — среднехромистые (хромпикотит), 2 — высокохромистые (хромпикотит — алюмохромит), 3 — метаморфизованные (хроммагнетит, магнетит)

большая расчлененность рельефа. Абсолютные отметки варьируют в пределах 480–550 м.

Гипербазиты выполняют сутурную зону ГУРа, имеющую пологое восточное падение. По данным бурения и интерпретации геофизических полей, мощность серпентинитов оценивается в 0,6–0,8 км [Бучковский, 1966 г.]. На западе гипербази́ты подстилаются метаморфитами зоны Уралтау (амфиболитами и кристаллическими сланцами), а на востоке перекрываются вулканогенными породами сакмарской свиты (S?) (спилитами и миндалекаменными базальтами) и отложениями зилаирской свиты (D₃). В девонских отложениях встречены обломки серпентинитов [Криницкий, 1957 г.], в то же время гипербази́ты «рвут» вулканогенные отложения сакмарской свиты [Горохов, 1960 г.; Волошин, 1956 г.].

Присакмарский массив сложен преимущественно породами дунит-гарцбургитового комплекса. Наибольшим распространением здесь пользуются апогарцбургитовые серпентиниты, реже встречаются другие петрографические разновидности гипербази́тов: аподунитовые, апопироксенитовые (бастититы), оливиновые пироксениты, а также габброиды.

Для апогарцбургитовых серпентинитов характерно постоянное присутствие в породе баститовых псевдоморфоз по пироксенам в количестве 10–30%. Размеры псевдоморфоз обычно составляют 1–3 мм (до 5 мм). В образцах с более высоким содержанием бастита наблюдается реликтовая порфирикластическая структура, обусловленная наличием двух генераций ортопироксена: 1) крупных зерен — порфиробласт (3–5 мм) и 2) мелких — необласт (0,1–0,5 мм), образованных при деформации крупных зерен. Порфиробласты бастита часто деформированы, что выражается в изгибах трещин спайности, коррозии зерен, неоднородном погасании, блочности. Вторичные структуры апогарцбургитовых серпентинитов преимущественно псевдопорфиробластовые (роль порфиробласт здесь также играют зерна бастита, но уже по отношению к окружающей апооливиновой массе). Структура основной массы в недеформированных породах петельчатая, сетчатая, в результате деформаций они переходят в ленточную.

Реликты первичных силикатов в гипербази́тах Присакмарского массива нами не обнаружены. Из первичных минералов частично сохранились только хромшпинелиды. Они присутствуют в серпентинитах в количестве от 0,0п до 3–5%. В большинстве изученных шлифов хромшпинелиды представлены ксеноморфными («скелетными») выделениями, реже — гипидиоморфными зернами размером 0,0п–2 мм, обычно 0,1–0,3 мм. Чаше всего хромшпинелиды почти не просвечивают (темно-коричневые и черные), реже — просвечивают красновато-коричневым цветом. Форма и

окраска рудных минералов гипербази́тов свидетельствует об их преимущественно средне-высокохромистом составе и частичном метаморфизме. Подобные хромшпинелиды являются типоморфными для гарцбургитового и дунит-гарцбургитового комплексов ультрабази́тов [Макеев, Брянчанинова, 1999 и др.].

Жильные породы представлены пироксенитами, амфиболовым, оливиновым габбро и габбро-диабазами. Пироксениты образуют дайки мощностью до 100 м и протяженностью до 400 м среди апогарцбургитовых серпентинитов. Прости́рание даек преимущественно северо-восточное, падение на восток. Породы среднезернистые, хлоритизированы и оталькованы. Цвет зеленовато-серый, светло-серый и темно-серый до черного. Структура пан- и гипидиоморфнозернистая.

По данным Э.С. Бучковского [1966 г.], наибольшим распространением пользуются двупироксеновые разновидности. Вместе с тем, нами встречены и описаны преимущественно ортопироксениты. Изученные породы сложены на 80–90% ромбическим пироксеном (энстатитом) размером 3–6 мм, характеризуются панидиоморфнозернистой структурой. В межзерновом пространстве расположены полностью серпентинизированные ксеноморфные зерна оливина (0,5–1,5 мм) и также ксеноморфный хромшпинелид (0,1–0,3 мм), просвечивающий темно-коричневым цветом. Степень серпентинизации пород 10–30%, характер ее избирательный (в большей степени замещен оливин). Характерной особенностью ортопироксенов является отсутствие деформаций и ламелл диопсида.

Габброиды распространены довольно широко и развиты преимущественно по периферии массива. Формы выделения: жилы и дайки в апоперидотитовых серпентинитах, контакты резкие. Они представлены следующими разновидностями: мезократовым среднезернистым габбро, габбро-диабазами, меланократовыми полосчатыми габброидами, переходными к горнблендитам и габбро-амфиболитам, а также многочисленными апогаббровыми метасоматитами, в том числе — родингитами.

Габброиды изучены нами в западной приконтактовой зоне ультрабази́тов и вулканитов сакмарской свиты, восточнее д. Яратово. Они представлены мелкозернистыми полосчатыми меланократовыми высокотитанистыми роговообманковыми габбро (до горнблендитов).

Горнблендиты обладают полосчатой текстурой, сложены на 85–90% бурой роговой обманкой таблитчатого и призматического габитуса, размером до 4 мм. Плаггиоклаз обычно играет подчиненную роль, часто полностью пелитизирован или сосюритизирован. Акцессорные минералы представлены апатитом (0,05–0,2 мм; до 5%), титаномагнетитом или пиритом (0,0п–1%). Рудные минералы образуют цепочки удлиненных ксеноморфных

зерен. В незначительных количествах в породе присутствует гранат (2–5%), образующий скопления изометричных зерен (0,1–0,3 мм), вытянутые согласно общей полосчатости. Полосчатое меланогаббро сложено на 60–80% роговой обманкой (0,2–0,5 мм), плеохроирующей в буро-зеленых тонах, и на 20–40% пелитизированным и сосюритизированным плагиоклазом. В породах проявлена альбитизация и окварцевание.

Родингиты встречены в 4 км северо-восточнее д. Яратово (Пс-19). Они сложены на 60–70% апопироксеновым тремолитом, хлоритом и на 30–40% мелкозернистым агрегатом светло-коричневого граната (гроссуляра) и небольшой примесью цоизита, образованными на месте плагиоклаза.

Изучение магнитной восприимчивости пород Присакмарского массива показало, что наименее магнитными являются габброиды, апогаббровые метасоматиты ($\chi = 20\text{--}67 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и вмещающие базальтоиды сакмарской свиты ($\chi = 4\text{--}40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Пироксениты массива при одном и том же минеральном составе и структуре обладают различными магнитными свойствами. Светлоокрашенные разности пироксенитов практически не содержат магнетита и потому слабомагнитны ($\chi = 23\text{--}40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), в то же время темно-серые и черные массивные пироксениты обладают повышенной магнитностью ($\chi = 640\text{--}990 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Последнее связано с обогащением породы пылевидным магнетитом, выделившимся в процессе серпентинизации.

Серпентиниты по магнитности образуют две группы пород: 1) среднемагнитные ($\chi = 160\text{--}1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и 2) высокомагнитные ($\chi = 1200\text{--}2200 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Первая группа является наиболее распространенной в пределах массива, главный вторичный минерал — хризотил, в породах часто сохраняется реликтовая структура первичных гипербазитов. Во второй группе ведущая роль также принадлежит хризотилу, но породы испытали более интенсивную деформацию и значительно обогащены вторичным магнетитом.

2.2.3.1. Халиловский массив

Халиловский гипербазитовый массив расположен в южной части Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны. Он приурочен к ее западной части и почти вплотную примыкает к метаморфическим толщам зоны Уралтау. На современном эрозионном срезе массив представлен телом ромбовидной формы, удлинённым в меридиональном направлении. На северо-востоке и юго-западе гипербазиты перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Массив разделяется на две части (северную и южную) заливообразным

субшироко ориентированным блоком вулканогенно-осадочных пород среднего палеозоя (рис. 2.28).

Площадь массива со снятым мезозойско-кайнозойским чехлом составляет около 400 км², протяженность его с севера на юг достигает 35 км при ширине в наиболее широкой части 15 км. По данным А.С. Варлакова [19786], массив представляет собой круто наклоненное к востоку тело. По геофизическим данным максимальная мощность ультрабазитов фиксируется в восточной части массива и составляет 3–3,5 км [Таврин, Родионов, 1963]. Здесь, по данным тех же исследователей, фиксируется крупная аномалия силы тяжести, обусловленная наличием «подводящего канала». Таким образом, массив представлен телом клиновидной формы, мощность которого увеличивается с запада на восток. В этом же направлении он погружается под палеозойские отложения Магнитогорской мегазоны.

Халиловский массив почти полностью сложен гарцбургитами и полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом. Последний наиболее значительным развитием пользуется в южной части массива. Для гарцбургитов и участков дунит-гарцбургитового «переслаивания» весьма характерны полосчатые текстуры и наличие минеральной (пироксеновой) уплощенности.

Строение дунит-гарцбургитового комплекса обусловлено частым чередованием полос гарцбургитов с различным содержанием энстатита и дунитов. Последние имеют ограниченное развитие, они образуют полосовидные и жилообразные тела мощностью 0,5–3 м с постепенными переходами к гарцбургитам. Детальные исследования массива, проведенные С.А. Щербаковым [1990], позволили установить, что на всей его площади резко преобладает субмеридиональное простирание всех структурных элементов ультрабазитов и крутое (до вертикального) падение их на восток ($\angle 60\text{--}90^\circ$).

От вмещающих вулканогенно-осадочных пород массив отделяется почти непрерывной узкой полосой расланцованных серпентинитов, часто с образованием зон меланжа. Спорадически совместно с серпентинитами в приконтактной зоне массива наблюдаются участки мелкозернистых амфиболитов. В редких случаях амфиболиты слагают относительно крупные тела среди гарцбургитов.

Состав гарцбургитов и дунитов Халиловского массива является типичным для офиолитовых комплексов, степень серпентинизации пород варьирует в пределах 60–100%. Первичные минералы гарцбургитов представлены магнезиальным оливином (7–10% Fa) и энстатитом. В небольших количествах (1–3%) в породах присутствуют моноклинный пироксен (диопсид) и акцессорный хромшпинелид.

Во внутренних частях массива преимущественным развитием пользуются α -лизардитовые разновидности серпентинитов с хорошо сохранившимися

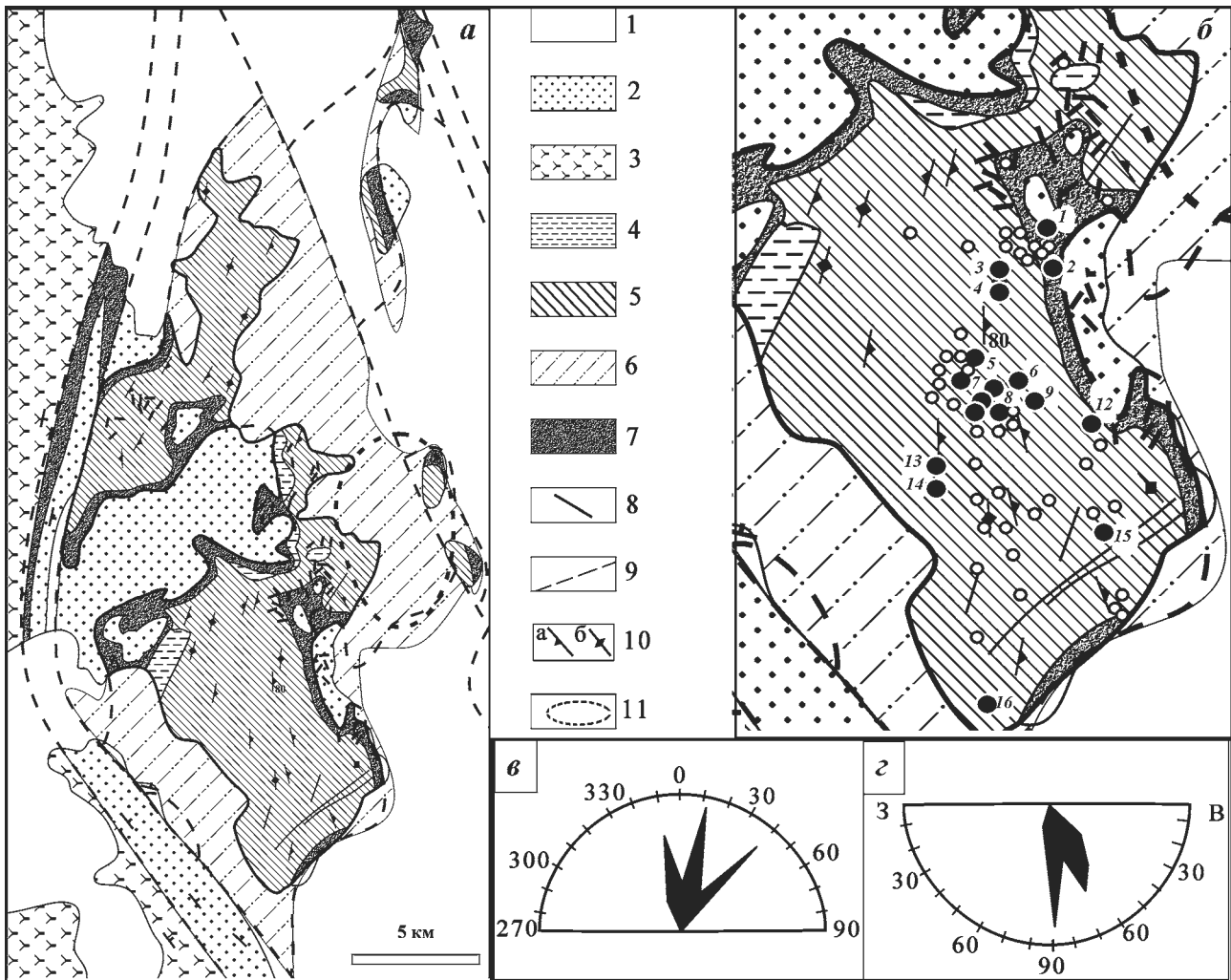


Рис. 2.28. Схема геологического строения Халиловского гипербазитового массива. По А.С. Варлакову [1978б], С.А. Щербакову [1990]

Условные обозначения: 1 — мезозойско-кайнозойские отложения, 2 — палеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные породы, 3 — доордовикские образования, 4 — амфиболиты, 5 — гарцбургиты и дунит-гарцбургитовый комплекс, 6 — гипербазиты, перекрытые мезозойско-кайнозойскими отложениями, 7 — рассланцованные серпентиниты, 8 — дайки габбро-диабазов, 9 — разрывные нарушения, 10 — элементы залегания полосчатости (а — наклонное, б — вертикальное), 11 — контуры положительной гравиметровой аномалии. На врезке б показано расположение хромитопоявлений (по данным [Реестр ..., 2000]): 1 — месторождение № 60, 2 — № 37, 3 — № 59, 4 — № 41, 5 — № 55, 6 — № 22, 7 — № 79, 8 — № 25, 25А, 51, 23, 23А, 9 — № 30, 10 — № 114, 11 — № 47, 12 — № 6, 13 — № 65, 14 — № 66, 15 — № 15, 16 — № 2. В нижней части рисунка показано залегание первичной полосчатости и минеральной уплощенности в гипербазитах (в — направление простирания, г — углы падения)

мися реликтовыми структурами. В краевых частях массива развиты преимущественно рассланцованные β -лизардитовые и хризотилитовые интенсивно рассланцованные серпентиниты с обильным вторичным магнетитом, вследствие чего они обладают повышенными значениями магнитной восприимчивости и резко отличаются в геофизических полях от пород внутренних частей [Варлаков, 1978б].

Ультрабазиты рассеяны редкими дайками габбро-диабазов. Они либо образуют отдельные крутопадающие тела, прослеживающиеся на значительные расстояния (до 5 км), либо слагают рои из мелких тел разнообразно ориентированных в пространстве. Протяженные дайки габброидов обычно характеризуются северо-восточным (диагональным) простиранием (аз. прост. 30–60°). Из пород основ-

ного состава на массиве наибольшим развитием пользуются роговообманковые габбро, габбро-диабазы, значительно реже встречаются оливинитовые габбро, габбро-диориты и плагиограниты. Наиболее широко развиты породы дайкового комплекса в восточной части массива. Здесь же располагаются многочисленные мелкие рудопоявления медно-сульфидных и медно-магнетитовых руд.

2.2.3.2. Ишкининский массив

Ишкининский массив расположен в южной части Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны, восточнее Халиловского массива. Он сложен полностью серпентинизиро-

ванными гарцбургитами, среди которых очень редко встречаются обособления аподунитовых серпентинитов (рис. 2.29). Значительная часть массива перекрыта юрскими песчано-глинистыми отложениями.

Гипербазиты слагают не единое тело, а развиты в виде серии ориентированных в меридиональном направлении полос, линз, реже — образуют обособления неправильной формы. Характерной чертой строения данной территории является приуроченность гипербазитов преимущественно к пониженным участкам рельефа, тогда как положительные формы сложены вмещающими вулканогенно-осадочными породами [Варлаков, 19786]. Следует отметить, что подобная геоморфологическая особенность наблюдалась нами также в строении Присакмарского гипербазитового массива.

Для площади развития ультрабазитов характерно наличие зон брекчированных пород и серпентинитового меланжа. Широким развитием в пределах рассматриваемой территории пользуются разнообразные метасоматиты (родингиты, тальк-карбонатные породы), офикальцитовые брекчии, конгломератовидные серпентиниты.

Детальное изучение массива при проведении геолого-съёмочных и тематических работ [Контарь, 1966 г.; Варлаков, 19786; Зайков и др., 1999] позволило выявить его сложное тектоническое строение. Интенсивное проявление дизъюнктивной тектоники привело к образованию пакета тектонических пластин, сложенных серпентинитами, базальтами и глубоководными осадками (кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами). Широким развитием на данной территории также

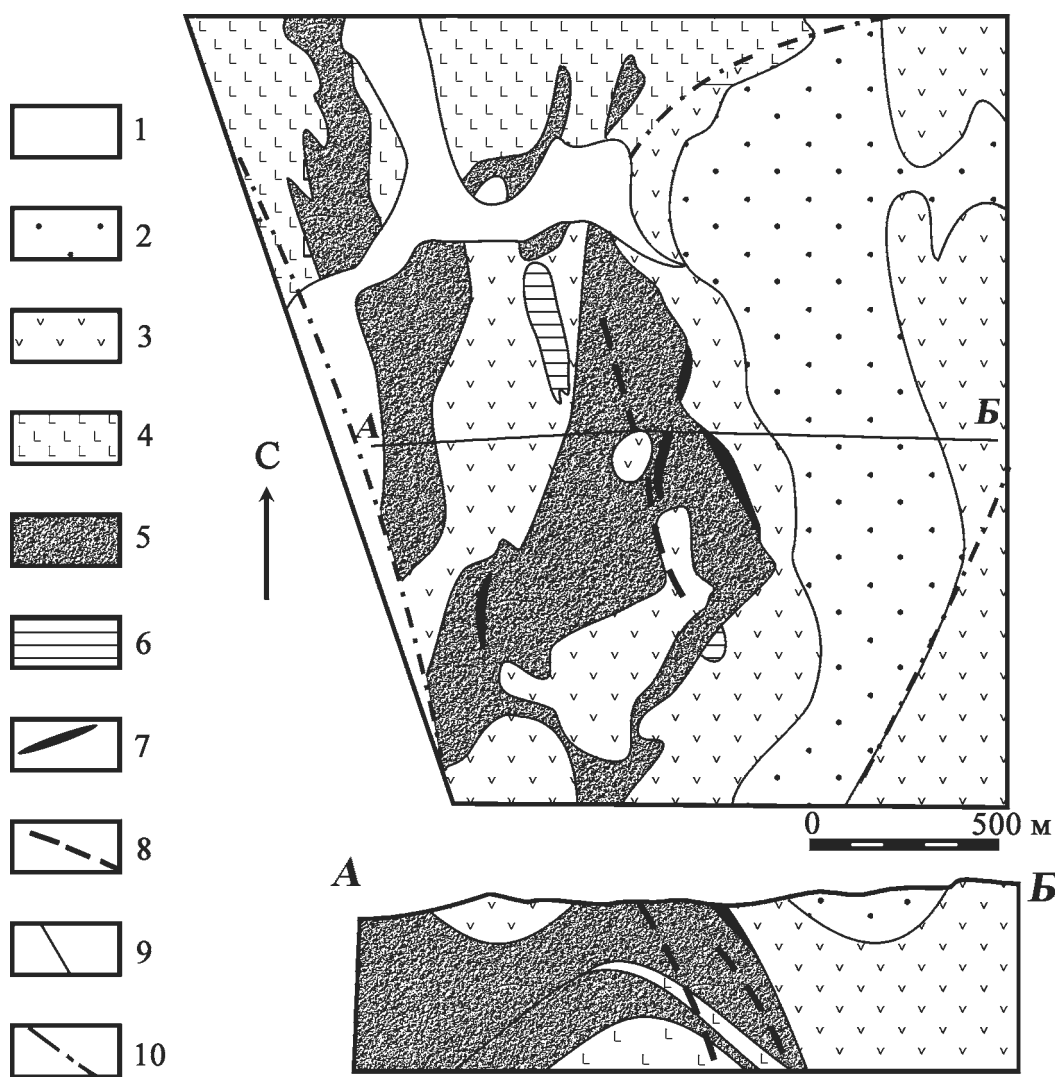


Рис. 2.29. Схема геологического строения района Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения. По И.Ю. Мелекесцевой, В.В. Зайкову [2003]

Условные обозначения: 1 — аллювиальные и делювиальные отложения, 2 — ишкининский комплекс (D_2^{ish}) силициты и вулканомиктово-кремнистая олистострома, 3 — баймак-бурибаевский комплекс (D_1^{b-br}): базальты, андезито-базальты, вулканомиктовые брекчии, силициты, 4 — сакмарский комплекс (Ssk): базальты и силициты, 5 — серпентиниты Ишкининского массива, 6 — габброиды, 7 — рудоносные зоны; 8 — дайки габбро-пегматитов, 9 — границы комплексов пород и тектонических пластин (на разрезе), 10 — разрывные нарушения

пользуются олистостромовые отложения [Зайков, Мелекесцева, 2005].

Серпентиниты Ишкининского массива представлены в основном β -лизардитовыми и антигорит- β -лизардитовыми разновидностями с обильными выделениями вторичного магнетита, образованными на месте низкотемпературных серпофит- α -лизардитовых серпентинитов. Наиболее часто реликты этих пород встречаются в районе Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения [Варлаков, 1978б]. Антигорит в серпентинитах присутствует почти постоянно, однако мономинеральные антигоритовые серпентиниты для массива не характерны. Преобладающей структурой серпентинитов является петельчатая с баститовыми псевдоморфозами по ортопироксену. Редко в серпентинитах присутствуют реликты моноклинного пироксена, что свидетельствует об ограниченном развитии среди первичных пород массива лерцолитов.

В серпентинитах широко проявлены процессы карбонатизации и оталькования, особенно интенсивные в районе сульфидных проявлений, где тальк-карбонатные породы слагают ряд тектонических зон мощностью до 12 м [Варлаков, 1978б]. Среди серпентинитов встречаются многочисленные жильные тела верлитов, клинопироксенитов, габброидов, габбро-пегматитов, диоритов. Характерной особенностью большинства жильных тел является брекчиевидный облик, что связывается с высокой сейсмической активностью во время их формирования [Зайков, Мелекесцева, 2005].

Детальное изучение Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения проведено В.В. Зайковым с соавторами [Зайков и др., 1999; Дунаев, Зайков, 2005; Мелекесцева, Зайков, 2003]. В результате проведенных работ было установлено, что геологическое строение площади обусловлено наличием пакета из трех тектонических пластин, образующих антиформу. Нижняя пластина сложена базальтами, кремнистыми и углистыми сланцами сакмарской свиты, верхняя — вулканогенными породами баймак-бурибаевского и осадочными породами ишкининского комплексов. Ультрабазиты слагают среднюю пластину, которая в свою очередь расчленена зонами серпентинитового меланжа, разделяющими блоки апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов шириной 5–30 м. Во внутренних частях блоки также тектонизированы, что отражается в наличии многочисленных будин более плотных серпентинитов, включенных в матрикс рассланцованных разновидностей [Дунаев, Зайков, 2005].

С ультрамафитами Ишкининского массива, как уже отмечалось выше, связано одноименное месторождение кобальт-медноколчеданных руд [Субботин, 1941 г.; Бучковский, 1960] и ряд проявлений хризотил-асбеста [Никитин и др., 1973]. В литературе встречаются упоминания о мелких проявлениях хромитов [Дунаев, Зайков, 2005].

2.2.3.3. Хабарнинский массив

Хабарнинский габбро-гипербазитовый массив расположен на сочленении трех крупных структурно-формационных зон Южного Урала: Сакмарской, Вознесенско-Присакмарской и Уралтау (рис. 2.30). На севере массив почти соприкасается с метаморфическими и осадочными доордовикскими толщами зоны Уралтау, на востоке контактирует с палеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями Вознесенско-Присакмарской зоны. С запада к массиву примыкают палеозойские осадочные и вулканогенные отложения Сакмарской зоны. Кроме того, юго-восточнее массива расположен Эбетинский блок, сложенный осадочными и метаморфическими породами, близкими по составу к отложениям зоны Уралтау, и рассматриваемый обычно в качестве ее южного продолжения [Формирование ..., 1986].

Относительно структурного положения массива существуют две основные точки зрения. Согласно первой из них, офиолитовые комплексы, обнажающиеся в пределах Сакмарской зоны, считаются аллохтонными, шарьированными из зоны Главного Уральского разлома на край Восточно-Европейской платформы [Казанцева, 1987; Камалетдинов, 1972; Руженцев, 1974]. Вторая точка зрения предполагает существование в раннем палеозое на месте современных структурно-формационных зон (Сакмарской и Магнитогорской) двух рифтогенных структур, разделенных блоками континентальной коры, представленными зоной Уралтау и Эбетинским выступом. В результате субдукционных и коллизионных процессов в раннем девоне и в послераннекаменноугольное время произошло закрытие этих структур с выведением в верхние горизонты коры офиолитовых комплексов их корневых зон [Серавкин, Родичева, 1990; Серавкин и др., 1992 и др.].

На современном эрозионном срезе массив представлен телом, вытянутым в меридиональном направлении, общей площадью около 400 км². Долиной р. Урал массив делится на две неравные части: северную и южную (рис. 2.30). Северная часть массива занимает около 75% его площади, здесь наибольшим развитием пользуются в различной степени серпентинизированные гарцбургиты. Восточнее они сменяются дунит-гарцбургитовым комплексом с преобладанием дунитов и верлит-клинопироксенитовым комплексом. Южнее долины р. Урал гарцбургитовый комплекс пород прослеживается в виде узкой полосы вдоль западного контакта массива, а большая часть массива сложена дунитами, верлитами и клинопироксенитами.

Для дунит-гарцбургитового комплекса характерно полосчатое строение. Дуниты чаще всего образуют субсогласные с полосчатостью гарцбур-

гитов полосовидные и жилообразные тела мощностью от 0,п до 10–15 м и протяженностью до 100 м. Кроме того, отмечаются редкие тела дунитов шпиро-, гнездо- и штокообразной формы, размеры которых не превышают 10–20 м. Наиболее широко дунитовые тела среди гарцбургитов развиты в центральной части рассматриваемого комплекса, к западу и востоку их количество постепенно уменьшается.

Первичная полосчатость и минеральная уплотненность в гипербазитах Хабаровинского массива почти повсеместно характеризуются субсогласным

залеганием, они ориентированы преимущественно в двух главных направлениях: северо-западном (320–345°) и северо-восточном (10–30°) [Щербаков, 1990], при этом более широким развитием пользуются структуры первой системы. Статистическая обработка данных по элементам залегания ориентированных структур в гипербазитах Хабаровинского массива показывает, что для них очень характерны крутые (субвертикальные) углы падения (рис. 2.31). Сравнительно редко наблюдаются пологое залегание контактов дунитовых тел в гарцбургитах.

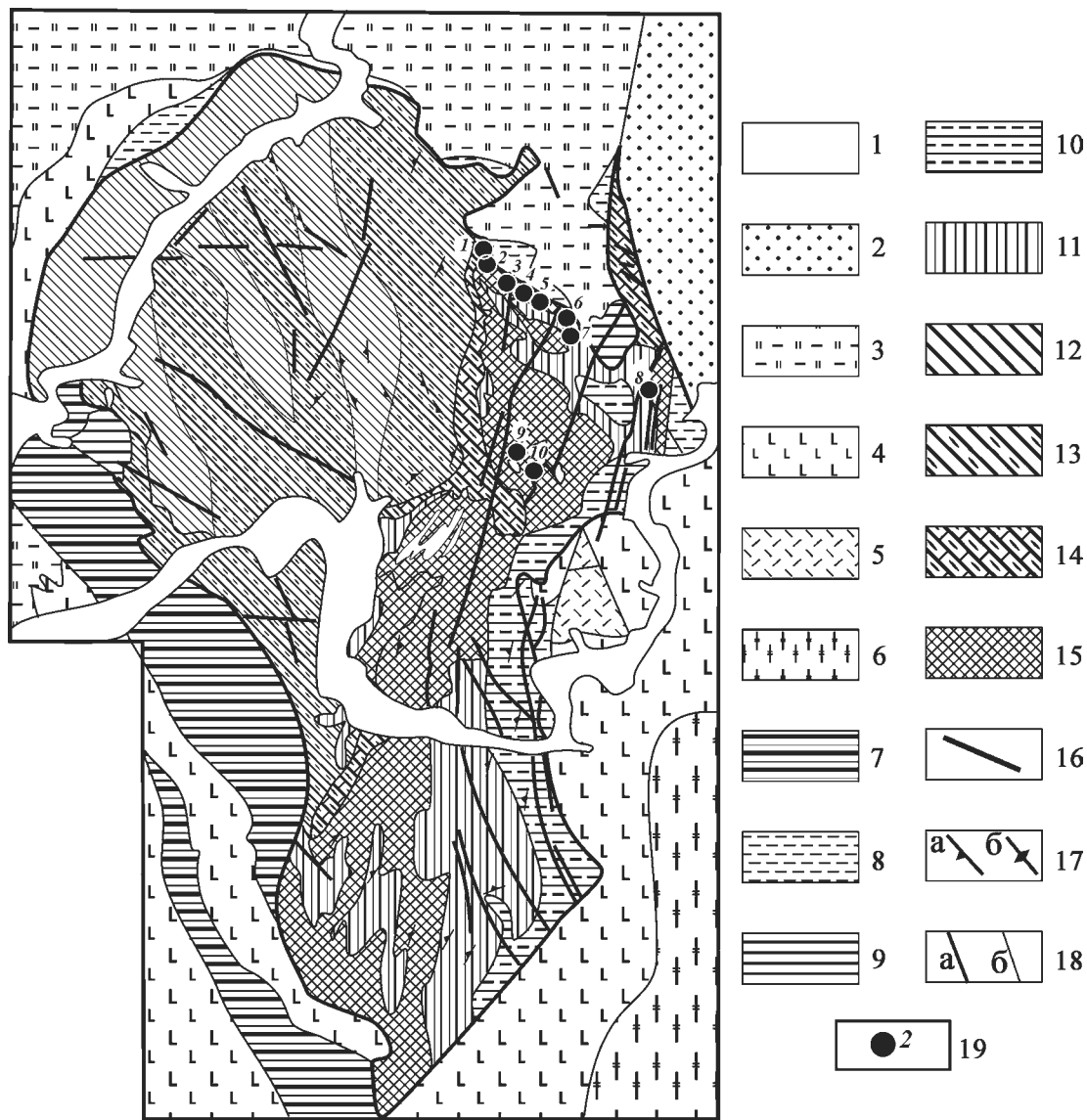


Рис. 2.30. Схема геологического строения Хабаровинского гипербазитового массива. Составлена с использованием материалов А.С. Варлакова [19786], С.А. Щербакова [1990]

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения; 2 — девонско-каменноугольные осадочные породы; 3–5 — нижнеордовикские отложения (3 — глинистые и кремнистые сланцы, 4 — диабазовые порфириды с прослоями кремнистых пород и глинистых сланцев, 5 — вулканогенные породы кислого состава); 6 — доордовикские образования; 7 — амфиболиты; 8 — габброиды горы Кирпичной; 9 — габброиды горы Баночной; 10 — тылаиты; 11 — верлиты и клинопироксениты; 12 — гарцбургиты; 13 — дунит-гарцбургитовый комплекс (10–30% дунитов); 14 — преимущественно серпентиниты по дунит-гарцбургитам; 15 — преимущественно дуниты; 16 — дайки габбро-диабазов; 17 — элементы залегания полосчатости (а — наклонное, б — вертикальное); 18 — геологические границы (а — контуры массива, б — границы литологических разновидностей пород); 19 — хромитопоявления (1 — месторождение № 5/II, 2 — № 5/I, 3 — № 6, 4 — № 7, 5 — № 8, 6 — № 9, 7 — № 10, 8 — № 3/4, 9 — № 2, 10 — № 1, 11 — № 11)

На всей площади массива развиты дайки габбро-диабазов. Они обычно представлены крутопадающими телами двух главных направлений: субмеридионального (аз. прост. СВВ 10–30°) и субширотного (аз. прост. 270–300°), значительно реже встречаются дайки северо-западного простирания (310–330°).

С альпинотипными гипербазитами Хабарнинского массива ассоциируются разнообразные дифференцированные тела пироксенит-габбрового состава. Представления о генезисе и геологических условиях образования этих комплексов дискуссионные. Наиболее детально их строение и петрогеохимические особенности описаны в рабо-



Рис. 2.31. Структурная схема Хабарнинского массива. По С.А. Щербакову [1990]

Условные обозначения: 1 — геологические границы (а — контуры массива, б — границы литологических разновидностей пород); 2 — дайки габбро-диабазов; 3 — элементы залегания минеральной сланцеватости (а — наклонное, б — вертикальное); 4 — элементы залегания полосчатости (а — наклонное, б — вертикальное). В нижней части рисунка — элементы залегания первичной полосчатости (А — простирание полосчатости в гипербазитах и хромитах, Б — углы падения полосчатости и минеральной уплощенности в гипербазитах, В — углы падения полосчатости в рудных телах хромитов)

тах Е.П. Царицына [1977], А.С. Варлакова [1978б], П.А. Балыкина с соавторами [Петрология, 1991], Е.В. Пушкарёва с соавторами [1996].

Среди магматических образований, ассоциирующихся с гарцбургитами Хабарнинского массива, выделяются Восточно-Хабарнинская стратиформная залежь, молостовский комплекс кольцевых интрузий и аккермановский верлит-клинопироксенит-габбро-плагиогранитный комплекс, а также габбро-базальтовый комплекс горы Кирпичной в западной части массива [Петрология ..., 1991].

Строение восточно-хабарнинского комплекса характеризуется асимметричной зональностью, обусловленной последовательной сменой с востока на запад вмещающих апобазальтовых амфиболитов — габбро-норитами, вебстеритами, оливиновыми клинопироксенитами и верлитами. В разрезе комплекса довольно четко обособляются три зоны: габбро-норитовая, вебстеритовая и верлит-клинопироксенитовая. Особенно резкий переход наблюдается между вебстеритовой и клинопироксенитовой частями разреза, часто он имеет закалочный характер [Петрология..., 1991]. На это указывают как геохимические особенности пород, выраженные в скачкообразном изменении концентрации различных элементов, так и структурные — с приближением к контактовой зоне резко уменьшается зернистость пород.

В строении переходного полосчатого комплекса наряду с дунитами принимают участие многочисленные полосовидные и жилообразные тела верлитов и оливиновых клинопироксенитов, встречаются также блоки гарцбургитов. В литературе данная ассоциация пород обычно относится либо к дунит-верлит-клинопироксенитовому [Варлаков, 1978б; Щербаков, 1990 и др.], либо к верлит-дунитовому [Перевозчиков, 1998; Реестр ..., 2000] комплексу.

Строение комплекса обусловлено субсогласным чередованием линзовидно-полосчатых тел дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Структурный план дунитов восточной части Хабарнинского массива отражается в ориентировке скоплений хромшпинелидов, образующих в породе цепочки, линзы, струйки и полосы, иногда достигающие размеров рудных тел. Ориентировка таких линейно-плоскостных элементов строения дунитов почти всегда является субсогласной с залеганием их контактов с клинопироксенитами. В северной части для них характерно северо-западное простирание (аз. 300–320°) и юго-западное падение под углом 20–50°; в центральной и южной частях простирание контактов пород и хромшпинелидовой полосчатости преимущественно субмеридиональное.

Полосчатость и минеральная уплощенность в клинопироксенитах также конформна геологическим границам пород и ориентировке струйча-

тости хромшпинелидов в дунитах. В северо-восточной части наиболее развито северо-западное простирание структурных элементов пород с пологим падением их на юго-запад под углами 20–45°. Вглубь разреза верлит-клинопироксенитовая полосчатость исчезает, а минеральная уплощенность сохраняется [Щербаков, 1990]. С запада на восток, к контакту с габброидами, происходит неоднократное чередование полос и линз дунитов и клинопироксенитов мощностью от первых до 100 м.

Дуниты восточной части массива серпентинизированы в α -лизардитовой фации. Состав их практически ничем не отличается от состава дунитов, развитых в виде полосовидных тел среди гарцбургитов. Породообразующий оливин содержит 8–10% фаялитовой молекулы и встречается в породах в виде редких реликтов (редко до 20–40%). Размеры первичных зерен оливина составляют 1–2 мм, реже — до 5 мм. Для структур пород характерны полигональное строение оливинных зерен, тройные сочленения [Щербаков, 1990]. В аксессуарных количествах в дунитах присутствует хромшпинелид размерами до 0,5 мм, имеющий в большинстве случаев идиоморфный облик. Он характеризуется высокохромистым составом (50–55% Cr_2O_3), в проходящем свете почти не просвечивает. Хромшпинелиды в дунитах часто образуют рудные скопления незначительной мощности. Для них очень характерна полосчатая текстура и мелкозернистая структура.

Наряду с дунитами в приконтактной зоне довольно широким развитием пользуются гарцбургиты. Дуниты представлены двумя разновидностями — магнезиальной и железистой. На наш взгляд, железистые «дуниты» являются наиболее ранними дифференциатами расплава, исходного для восточно-хабарнинского комплекса, и пользуются ограниченным распространением в его составе. Магнезиальные же дуниты и гарцбургиты представляют собой релитивый субстрат, вмещающий магматическую камеру.

Область чередования магнезиальных дунитов и верлит-клинопироксенитовой ассоциации представляет собой переходную зону от релитивых гипербазитов (гарцбургитов и дунитов) к магматическим породам (габброидам и клинопироксенитам). Верлиты и клинопироксениты в сходной геологической обстановке развиты на многих массивах альпинотипных гипербазитов. Они, как правило, сначала появляются в виде маломощных прожилков среди пород дунит-гарцбургитового комплекса с высокой дунитовой составляющей (50–80%), по мере приближения к контакту с габбро их роль в разрезе заметно возрастает, чаще всего они образуют густую сеть жил и мощных полосовидных тел. Наконец, вблизи контактов с габброидами среди верлитов и клинопироксенитов можно наблюдать лишь редкие блоки-реликты дунитов. Таким обра-

зом, происходит «магматическое замещение» реститовых дунитов магматическими пироксенитами. Жилы клинопироксенитов и верлитов в дунитах представляют собой своеобразные «подводящие каналы» к магматической камере.

По аналогии с изученным нами дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым комплексом массива Средний Крака [Сначёв и др., 2001] можно предположить, что дифференциация расплава могла происходить с расслоением выплавки на существенно ультраосновную (верлит-клинопироксеновую) и основную (вебстерит-габброноритовую) составляющие. Об этом свидетельствуют описанные выше взаимоотношения между верлит-клинопироксеновой и вебстерит-габброноритовой зонами.

Таким образом, восточная часть Хабаровинского массива представляет собой сочетание двух комплексов пород: дунит-гарцбургитового (реститового) и верлит-клинопироксенит-габбрового. Магнезиальные дуниты «полосчатого комплекса» являются наиболее деплетированным реститом и лишь пространственно ассоциируют с клинопироксенитами и верлитами, являясь субстратом для магматических инъекций. Более поздними метаморфическими процессами с широким развитием пластического течения вещества в значительной степени были затушеваны исходные соотношения между породами.

Характерной чертой внутреннего строения верлитов и клинопироксенитов является повсеместное развитие порфирукластической структуры. В породе обычно присутствуют крупные деформированные зерна пироксенов (5–10 мм), всегда имеющие волнистое погасание и корродированные края, и мелкозернистая основная масса (0,2–2 мм), представленная тем же минералом. В незначительных количествах в породах присутствуют оливин (до 20% в верлитах), ортопироксен и магнетит.

В восточном направлении клинопироксениты сменяются габброидами. Контактная зона представлена тонкозернистыми породами с гнейсовидной текстурой: клинопироксенитами и плагиоклазовыми вебстеритами (тылаитами). Ориентировка полосчатости текстур в породах согласна контакту с габброидами. В некоторых случаях наблюдается проникновение тылаитов в последние. Габброиды, слагающие северо-восточную часть массива, представлены амфиболизированными габбро-норитами, состоящими из плагиоклаза (An_{50-60}), моноклинного (авгита) и ромбического (гиперстена) пироксенов. В аксессуарных количествах присутствуют в породе титаномагнетит, апатит, биотит. Большая часть габброидов также характеризуется гнейсовидным обликом, минеральная сланцеватость их ориентирована субсогласно с таковой в клинопироксенитах и тылаитах.

К *молостовскому комплексу* отнесены интрузивные породы, образующие несколько концентрически-зональных тел среди альпинотипных гипербазитов. По набору пород и петрогеохимическим характеристикам они близки с восточно-хабарнинским комплексом и, по-видимому, являются комагматичными ему. По данным П.А. Балыкина с соавторами [Петрология ..., 1991], исходный расплав обоих комплексов был близок к клинопироксенитовому.

Породы *аккермановского комплекса* обнажаются в виде узкой полосы восточнее Хабаровинского массива. Они характеризуются близким петрографическим составом с восточно-хабарнинским комплексом. В строении комплекса принимают участие дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты, габбро-нориты, роговообманковые габбро и плагиограниты. По сравнению с рассмотренным выше комплексом, породы Аккермановской интрузии сходны с типичными представителями габброидных комплексов офиолитов [Петрология ..., 1991].

В западной части Хабаровинского массива обнажается еще один габброидный комплекс, представленный массивом горы Кирпичной и ассоциирующим с ним комплексом параллельных даек диабазов и подушечных лав базальтового состава. Изучение их проводилось в разные годы А.С. Варлаковым [1978б], А.С. Перфильевым, Н.Н. Херасковым [1980], А.А. Разумовским, О.В. Астраханцевым [2005] и рядом других исследователей.

Породы данной ассоциации обнажаются в юго-западной части Хабаровинского массива. Внутри нее габброиды горы Кирпичной занимают крайнее северо-восточное положение, они контактируют с ультрабазитами и часто образуют в них инъекции [Варлаков, 1978б]. Габброиды образуют тело изометричной в плане формы размерами 1,3×1,2 км. Наибольшим развитием в составе интрузии пользуется нормальное габбро, менее распространены габбро-нориты и оливиновое габбро.

Нормальное габбро представляет собой темно-серую породу со значительными вариациями зернистости — от мелко- (0,1 мм) до крупнозернистых разновидностей (4–5 мм). Породы сложены плагиоклазом (An_{76-92}) и клинопироксеном, в небольших количествах встречаются магнетит, апатит и сфен. Из вторичных изменений наиболее распространена уралитизация, наблюдается также выделение эпидота и пренита. В центральной части тела отмечаются выходы габбро-норитов, состоящих из плагиоклаза (60–70%), клино- (10–20%) и ортопироксена (10–15%). Для них характерна среднезернистая структура, иногда отмечается формирование ориентированных текстур. Вторичные изменения выражены в образовании роговой обманки, цоизита, эпидота, соссюрита, а на месте ромбического пироксена — бастита и талька. Рудный минерал представлен магнетитом. Оливи-

новое габбро встречается редко в краевых частях массива, вблизи контакта с гипербазитами. В его составе диагностируются оливин (до 20%), клинопироксен (10–25%), плагиоклаз (20–40%), магнетит (до 1–2%). Из вторичных минералов встречаются антигорит, β -лизардит, актинолит, роговая обманка, цоизит и эпидот.

В юго-западном направлении габброиды сменяются комплексом параллельных даек. Ширина выхода последнего значительно возрастает с северо-запада на юго-восток и достигает максимальных размеров в юго-западном обрамлении Хабарнинского массива на территории Казахстана. Внутри комплекса выделяется несколько генераций даек диабазов и предполагается, что образование его происходило в два этапа [Перфильев, Херасков, 1980]. Диабазовые дайки в составе комплекса образуют два структурных этажа, разделенные пологозалегающими субвулканическими телами пород мощностью 50–100 м, которые представляли собой магматические камеры. Диабазы из даек и пологозалегающих тел (силлов) близки по составу.

Мощность горизонтов, сложенных пакетами параллельных даек, достигает 300 м, полудайки имеют мощность от долей метра до 8 м и характеризуются односторонней закалкой. Скрины внутри пакетов даек чаще всего составляют до 10% общего объема и обычно представлены среднезернистыми габброидами и габбро-диабазами. Значительно реже здесь отмечаются включения ультрабазитов (гарцбургитов, серпентинитов, верлитов и пироксенитов) [Разумовский, Астраханцев, 2005]. Характерной особенностью строения комплекса является неизменное вертикальное залегание даек диабазов и значительная изменчивость их простиражения от одного фрагмента к другому.

На диабазах комплекса параллельных даек залегают подушечные лавы базальтов. Максимальным развитием они пользуются севернее долины р. Урал. Для них характерно интенсивное зелено-каменное изменение. По мнению А.С. Перфильева и Н.Н. Хераскова [1980], именно вторичными преобразованиями объясняется более кислый состав вулкаников по сравнению с типичными базальтами. Другие же исследователи считают, что среди эффузивов обрамления Хабарнинского массива широким распространением пользуются андезит-базальты и андезиты [Пушкарёв, Хазова, 1991].

2.2.3.4. Кемпирсайский массив

Кемпирсайский ультраосновной массив является крупнейшим на Южном Урале, площадь выхода его на современном эрозионном срезе составляет более 900 км² (рис. 2.32, 2.33). В юго-восточной части массива расположен ряд крупных и уникальных месторождений хромовых руд.

Массив детально изучен с поверхности и на глубину при проведении научно-исследовательских, поисково-разведочных и эксплуатационных работ на хромиты.

Изучением геологического строения и хромитонности Кемпирсайского массива в разные годы занимались В.П. Логинов, Г.А. Соколов, Н.В. Павлов, А.А. Непомнящих, С.В. Москалёва, Г.Г. Кравченко, Л.И. Колотилов, Е.П. Степанов, И.И. Григорьева-Чупрынина, В.И. Сегалович, М.Ф. Шульгин, А.А. и Г.Н. Савельевы, А.П. Бачин, Г.П. Самсонов, И.С. Чашухин и многие другие. Обобщая данные упомянутых исследователей, рассмотрим геологическое строение района.

На современном эрозионном срезе Кемпирсайский массив представлен вытянутым в направлении северо-северо-запад – юго-юго-восток телом грушевидной формы, сужающимся на севере и расширяющимся на юге. Длина массива составляет более 70 км, ширина — от 1 до 11 км на севере и до 32 км на юге.

Изучение его формы проводилось преимущественно геофизическими методами в 1940–60-е годы. Наиболее полное описание результатов геофизических исследований содержится в работах А.А. Непомнящих [1959], В.И. Сегаловича [1971; 1973] и ряда других исследователей. На массиве также проводилось структурное бурение [Родионов, 1966].

По данным интерпретации магнитного и гравиметрического полей установлено, что массив имеет резкие контакты с вмещающими породами и представляет собой единое тело. Для гипербазитов характерно слабое магнитное поле, что связано с преобладанием в них регрессивной низкотемпературной серпентинизации с образованием петьчатого α -лизардита. В северной и центральной частях мощность массива, по геофизическим данным, составляет 800–1000 м, контакты имеют преимущественно западное падение. Вместе с тем пробуренные до глубины 1280 м скважины прошли по гипербазитам и не вышли из них (рис. 2.32). Лишь одна скважина, заложенная недалеко от восточного контакта в северной части массива на глубине 1180 м вошла в подстилающие породы.

К югу и востоку мощность ультрабазитов постепенно увеличивается, наибольшее ее увеличение происходит одновременно с расширением массива по латерали. По данным А.А. Непомнящих [1959], здесь ультрабазиты развиты до глубины 3000 м. Кемпирсайский массив полого погружается в юго-юго-восточном направлении, постепенно отношение ширины тела к мощности уменьшается, и за контурами выхода массива на дневную поверхность он представлен трубообразным телом, изометричным в широтном срезе. Общая клиновидная форма массива на широтном разрезе осложняется ступенчатым характером локальных контактов, имеющих западное падение (рис. 2.32).

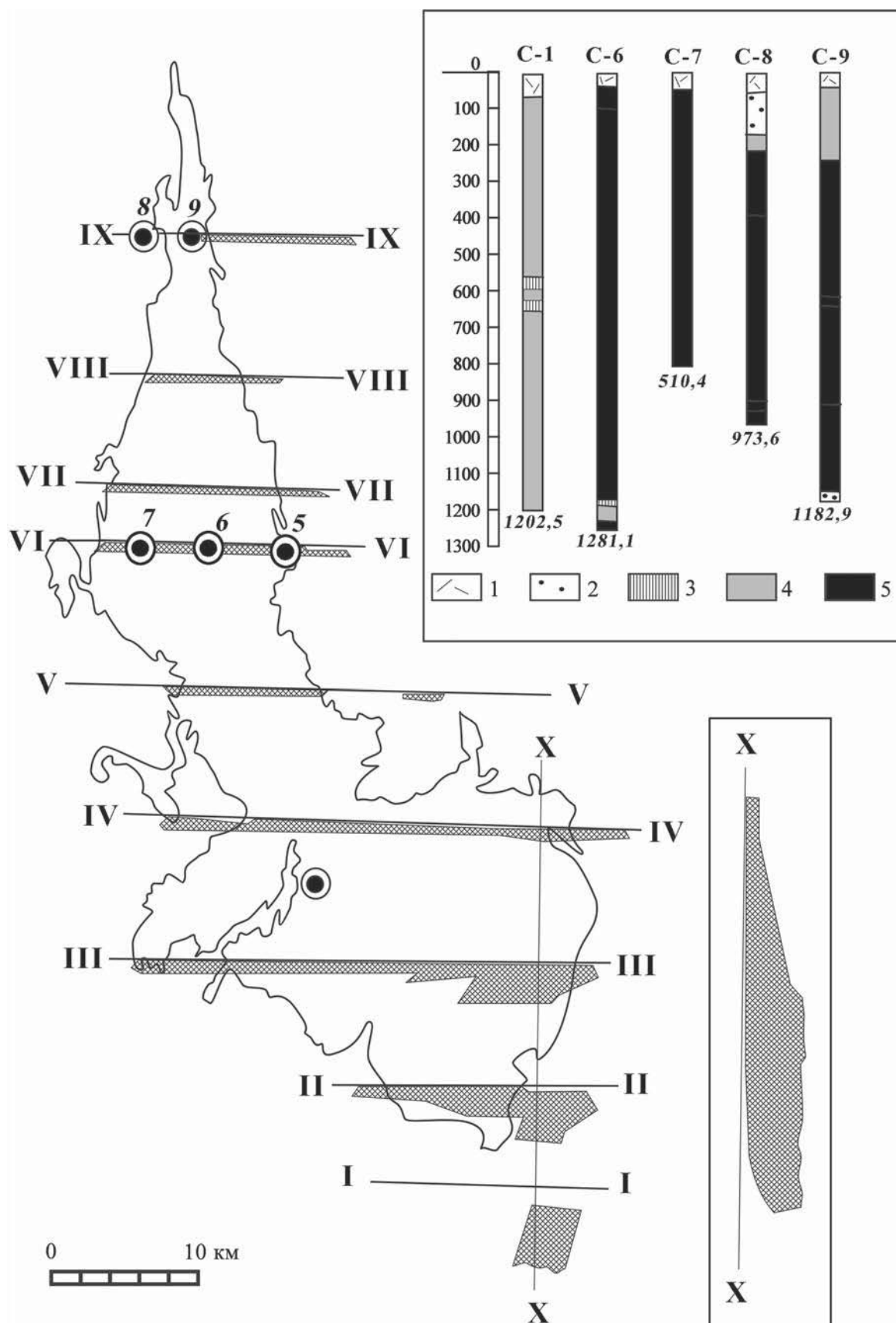


Рис. 2.32. Глубинное строение Кемпирсайского массива по геофизическим данным и результатам структурного бурения. По А.А. Непомнящих [1959, 1964], В.В. Родионову [1966]

Условные обозначения: 1 — кора выветривания, 2 — вмещающие осадочные, вулканогенно-осадочные и метаморфические породы, 3 — габбро-диабазы, 4 — гарцбургиты, 5 — дуниты и дунит-гарцбургитовый комплекс

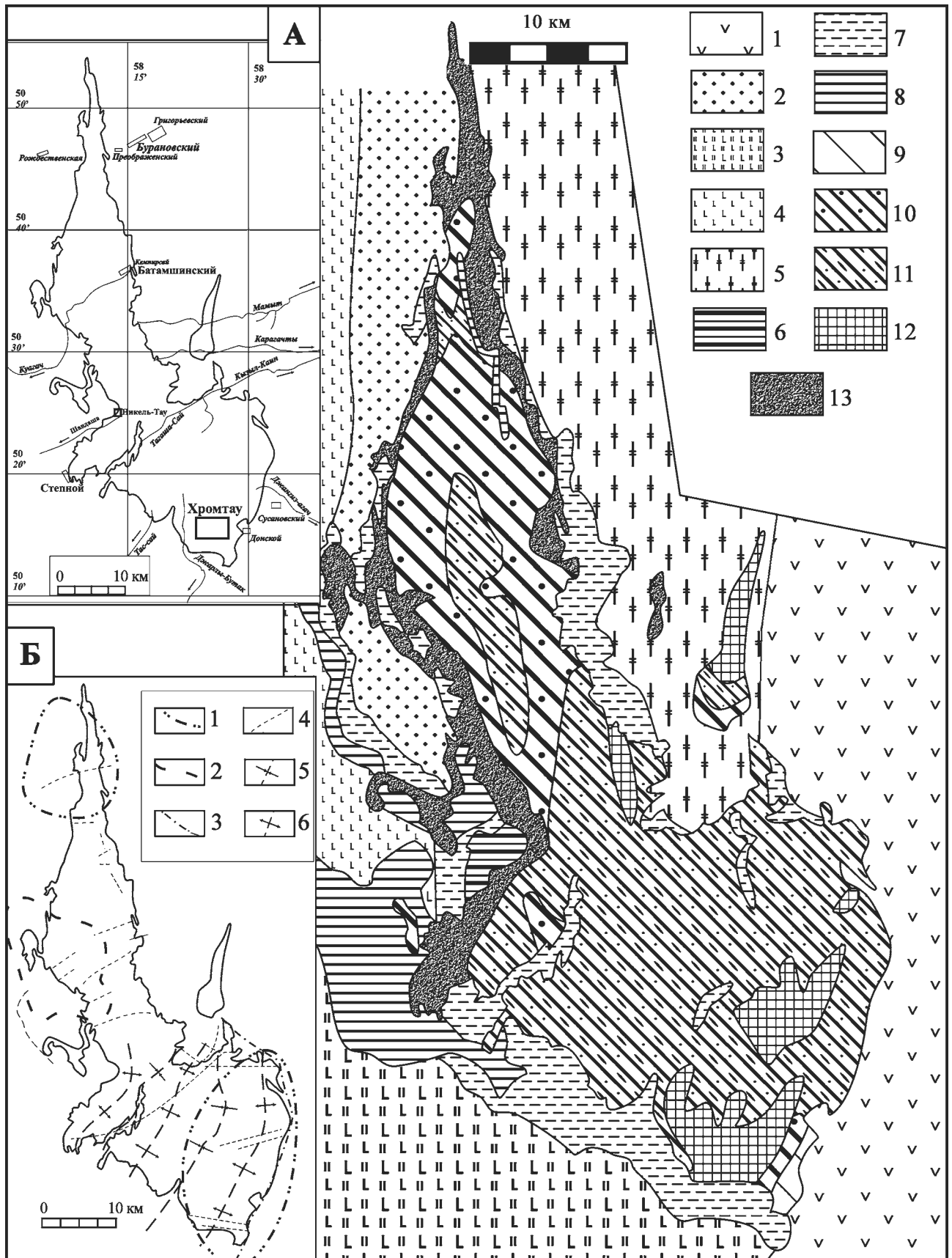


Рис. 2.33. Схема геологического строения Кемпирсайского массива. Составлена с использованием данных В.П. Логинова, Н.В. Павлова, Г.А. Соколова [1940], Н.В. Павлова, И.И. Григорьевой [1978], А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой [1991] и др.

Массив делится серией разломов взбросового характера на три части: северную, центральную и юго-восточную. Разломы довольно хорошо проявлены и на современном эрозионном срезе массива, но ранее большинством исследователей интерпретировались как межсводовые опускания. В последние годы появились публикации, трактующие эти зоны как дизъюнктивные [Савельев, Савельева, 1991; Melcher et al., 1999]. Наиболее четко на современном эрозионном срезе проявлен юго-восточный разлом: он трассируется узкой полосой амфиболитов.

На наш взгляд, формирование наблюдаемого блокового строения Кемпирсайского массива с западным падением сместителей связано с проявлением крупных сколовых деформаций в результате воздействия на гипербазиты бокового давления. Главный вектор тектонического воздействия был направлен с юго-востока на северо-запад, время проявления сколовых деформаций, скорее всего, соответствует коллизионной обстановке и имеет наложенный характер по отношению к хромитообразованию. Этому этапу соответствует будинирование хромитовых тел и вмещающих пород, которое носило низкотемпературный характер с преобладанием хрупких деформаций.

В составе Кемпирсайского массива присутствуют следующие разновидности пород: серпентинизированные перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты), дуниты, жильные габброиды и пироксениты (рис. 2.33, 2.34). В ряду пород лерцолит — гарцбургит — дунит существуют постепенные переходы, обусловившие появление таких разновидностей как клинопироксеновые гарцбургиты и энстатитовые (пироксеновые) дуниты. На большей части массива серпентинизация пород очень высокая (90–100%), реликты первичных силикатов встречаются очень редко. По данным Г.Г. Кравченко [1969], заметное количество первичных оливинов и пироксенов содержится лишь на глубине 100–200 м от современной поверхности.

Наиболее значительное распространение в пределах массива имеют перидотиты, в первую очередь — *гарцбургиты*. Среди них выделяются две основные текстурные разновидности: 1) массивные («порфиридные») и 2) полосчатые («дунит-

гарцбургитовый полосчатый комплекс»). Первые обычно слагают менее эродированные части массива, перекрывая полосчатые, а также преобладают в центральной части массива. Переходы между данными разновидностями постепенные. В массивных гарцбургитах иногда встречается клинопироксен в количестве 1–5%. Полосчатые гарцбургиты наибольшим распространением пользуются в южной части массива.

В составе гарцбургитов преобладает средне-крупнозернистый оливин (0,5–4 мм), слагающий до 80% объема породы и почти нацело серпентинизированный в лизардитовой или хризотиловой фации, весьма распространена петельчатая структура. Ромбический пироксен слагает 15–20% породы, он почти всегда превращен в бастит, зерна его размером 2–5 мм имеют неровные очертания. Реже, наряду с крупными «порфиридными» выделениями, присутствуют более мелкие зерна того же минерала (0,01–0,1 мм). В крупных зернах обычно присутствуют ламеллы диопсида. Моноклинный пироксен (диопсид) редок, чаще всего он образует мелкие (0,1 мм) ксеноморфные выделения и более характерен для массивных гарцбургитов. Содержание в породе акцессорного хромшпинелида составляет обычно первые проценты, размер зерен 0,1–2 мм, преобладают ксено- и гипидиоморфные выделения. По периферии минерал часто метаморфизован и не просвечивает, в центральных частях зерен цвет его красновато-оранжевый.

Лерцолиты с незначительным содержанием клинопироксена (5–6%) в пределах массива встречаются спорадически, относительно крупные их выходы находятся в среднем течении р. Куагач, в западной периферической части массива. В юго-восточной его части рассматриваемые породы слагают довольно обширный участок длиной 2–3 км и шириной около 1 км, протягивающийся в субмеридиональном направлении, в 1,5 км восточнее месторождений Спорное и Гигант.

В составе лерцолитов главным породообразующим минералом является оливин (до 80%), серпентинизированный на 85–100%, размер его зерен составляет 1–3 мм. Ортопироксен также сильно серпентинизирован и слагает до 20% объема породы. Для него характерно наличие двух

Условные обозначения к рис. 2.33: 1 — базальты недифференцированной серии (S–D₁, D₂), флишоиды и олистромы (D₃–C₁), 2 — вулканогенные породы базальт-андезит-риодацитового ряда, граувакковая, фтанитовая и карбонатная формации (Pz_{1–2}), 3 — вулканогенные породы недифференцированной и базальт-андезит-риодацитовых серий, прослоенных пачками пород фтанитовой и кремнисто-глинистой формаций (Pz_{1–2}), 4 — подушечные лавы толеитовых базальтов с линзами фтанитов (O₂), 5 — вулканогенные породы базальт-андезит-риодацитовых серий, углеродисто-силицистая и граувакковая формации (V, Pz_{1–2}), 6 — комплекс параллельных даек диабазов и габброидов шандашинской формации, 7 — амфиболиты, 8 — габброиды Кокпектинского массива, 9 — преимущественно лерцолиты, 10 — гарцбургиты с подчиненными полосовидными телами дунитов (до 10%), 11 — дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс (дуниты — 10–50%), 12 — дунит-гарцбургитовый комплекс с преобладанием дунитов (более 50%), 13 — серпентиниты расланцованные

На врезках слева: обзорная карта (А) и тектоническая схема (Б) Кемпирсайского района. Тектоническая схема составлена с использованием данных Н.В. Павлова, Г.А. Соколова [1963], А.П. Бачина [1966] и др.

Условные обозначения: 1–2 — контуры гравиметровых аномалий (1 — положительных, 2 — отрицательных); 3, 4 — разрывные нарушения различного порядка; 5 — оси межсводовых опусканий; 6 — оси сводовых поднятий

генераций зерен: 1) крупных (порфировидных) размером 3–6 мм и 2) мелких (необласт) размером 0,1 мм. Содержание клинопироксена (диопсида) в породе составляет 3–7%. В отличие от оливина и ромбического пироксена, он почти не изменен, обычно образует ксеноморфные выделения (0,1–1 мм). Хромшпинелиды преимущест-

венно ксеноморфные, редкие (1–3%), хорошо просвечивают бледнорозовато-коричневым и, реже, зеленовато-коричневым цветом. Размеры рудных зерен варьируют в пределах 0,1–2 мм. Иногда в лерцолитах место моноклинного пироксена занимают амфиболы (тремолит), содержание которых достигает 8%.

Дуниты широко развиты в юго-восточной части массива (рис. 2.33), где они чередуются в разрезе с энстатитовыми дунитами ($Orx = 1–5\%$) и гарцбургитами. Здесь закартированы два почти изометричных блока площадью около 150 км², сложенных преимущественно дунитами. Кроме того, заметное их распространение наблюдается в среднем течении р. Куагач, балки Кемпирсай и некоторых других местах. Дуниты играют ведущую роль в строении Мамытского массива — восточной «апофизы» Кемпирсайского.

Помимо крупных изометричных тел, дуниты слагают полосы в дунит-гарцбургитовом комплексе, мощность которых варьирует в значительных пределах (0,1–10 м). Наиболее широкое развитие полосовидных тел дунитов наблюдается в северной части массива, в районе пос. Бурановского, где их протяженность достигает 1 км, а мощность — 50 м.

Дуниты, как правило, интенсивно серпентинизированы (90–100%). Оливин обладает слабо выраженной спайностью, размер зерен 3–5 мм. Хромшпинелиды чаще всего образуют идиоморфные выделения,

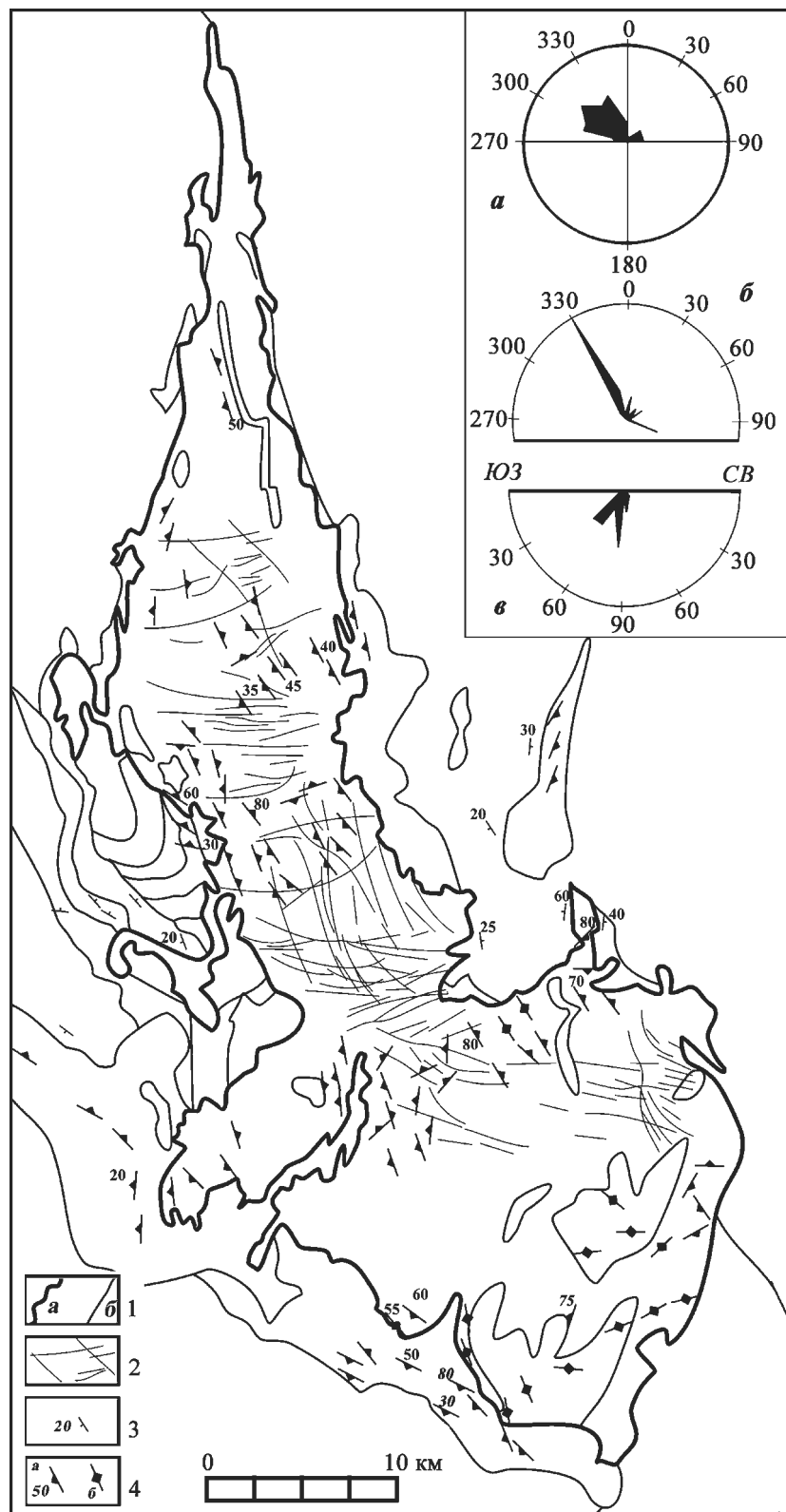


Рис. 2.34. Структурная схема Кемпирсайского массива. Составлена с использованием данных В.П. Логинова, Н.В. Павлова, Г.А. Соколова [1940], Н.В. Павлова, И.И. Григорьевой [1978], А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой [1991] и др.

Условные обозначения: 1 — границы (а — контуры массива, б — геологические границы); 2 — простирание даек габбро-диабазов; 3 — элементы залегания во вмещающих породах; 4 — элементы залегания полосчатости в гипербазитах и амфиболитах (а — наклонное, б — вертикальное)

На врезке: розы-диаграммы залегания первичной полосчатости в гипербазитах и хромитах: а — простирание первичной полосчатости в гипербазитах, б — простирание рудных тел, в — падение рудных тел (по В.П. Логинову и др. [1940], С.В. Москалёвой [1974])

просвечивающие в тонких срезах красно-бурым и оранжево-красным цветами. По периферии зерен часто наблюдается метаморфическая кайма из непросвечивающего хроммагнетита. Содержание хромшпинелидов в породах варьирует от первых процентов до 10–15% («оруденелые дуниты»). Последние в пределах массива имеют ограниченное распространение.

В составе кемпирсайского офиолитового комплекса в ассоциации с альпинотипными ультрабазами выделяется четыре вулcano-плутонические формации — производные базальтовой магмы [Савельев, Савельева, 1991]: 1) тыгашасайская формация даек габбро-диабазов, 2) кокпектинская формация расслоенных оливиновых габбро, троктолитов и дунитов («форелленштейны» по Н.В. Павлову и др. [1968] и «габброиды шандашинского типа» по А.А. Абдуллину с соавторами [1975]), 3) кызылкаинская формация пироксенитов и габброидов, 4) шандашинская формация, объединяющая дайки габбро-диабазов западного экзоконтакта массива («габбро тассайского типа» по А.А. Абдуллину с соавторами [1975]) и базальты сугралинской свиты (O₂). Кроме того, широким развитием вдоль восточного и южного контактов Кемпирсайского массива пользуются амфиболиты.

Габбро-диабазы тыгашасайской дайковой серии развиты только в пределах ультрабазитового массива, по сравнению со всеми остальными габброидами они значительно слабее метаморфизованы. Преобладают низкотемпературные преобразования пород в пренит-пумпеллиитовой фации. Наибольшим развитием они пользуются в районе рр. Куагач, Тагаша-Сай и в верховьях р. Кызыл-Каин. Габбро-диабазы образуют две системы даек. Наиболее распространены в пределах массива дайки субширотного простирания (70–100°), обладающие крутым южным или северным падением (\angle 50–80°). Дайки субмеридионального простирания (аз. 320–350°) встречаются реже. Мощность даек варьирует в широких пределах (5–50 м), протяженность составляет от первых десятков метров до 1 км.

Главными пороодообразующими минералами габброидов дайковой серии являются плагиоклаз и моноклинный пироксен, структура пород офитовая. Плагиоклаз (№ 44–60) слагает от 50 до 70% породы, образует длиннопризматические зерна длиной до 2 мм. Клинопироксен ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, развит в виде коротких призм размером 2–3 мм, содержание его составляет 20–30%. Второстепенные минералы: ильменит, биотит, апатит, магнетит. По пироксену развивается хлорит, плагиоклаз частично сосюритизирован.

Кроме габбро-диабазов, в пределах массива встречаются редкие дайки горнблендитов, ортопироксенитов, актинолититов и аплитовых пла-

гиогранитов. В северной части массива, в районе пос. Бурановского закартировано протяженное (около 5 км) субмеридиональное тело оливиновых габбро-норитов мощностью 50–70 м. Порода сложена плагиоклазом, оливином, ромбическим пироксеном, амфиболами. В аксессуарных количествах присутствуют шпинелиды, сфен, эпидот. Плагиоклаз, представленный битовнитом (№ 70–85), образует короткопризматические ксеноморфные зерна (0, n–2 мм), он в значительной степени пелитизирован и сосюритизирован. Оливин мелко-среднезернистый (0, n–4 мм), идиоморфный, высокомагнезиальный. Пироксены мелкозернистые (до 1 мм), ксено- и гипидиоморфные. В незначительных количествах в породе присутствует роговая обманка, содержащая пойкилитовые идиоморфные включения зеленой шпинели.

Для **кокпектинского комплекса** наиболее характерны светло-серые до буровато-серых средне- и крупнозернистые разновидности лейкократовых «форелленштейнов» (габброидов). Среди них широко развиты породы с четко выраженной полосчатостью. Обусловлена она чередованием «прослоев» меланократового состава (серпентинизированный оливин и хромшпинелиды) и существенно плагиоклазовых, мощностью от первых см до десятков сантиметров, реже до 2–3 м.

Для амфиболовых разновидностей характерно наличие друзитового узора, обусловленного обрастанием темноцветных минералов актинолитом. Меланократовые «форелленштейны» (троктолиты и плагиодуниты) менее распространены. Они представляют собой темно-зеленые породы с буровато-красной коркой выветривания.

Содержание в габброидах темноцветных минералов варьирует значительно — от 20–30% в лейкократовых разновидностях до 90% в троктолитах. Они представлены преимущественно апооливиновым серпентином, образующим псевдоморфную петельчатую структуру. Значительно реже отмечается присутствие ромбического и моноклинного пироксенов. Содержание плагиоклаза в породах также значительно варьирует, часто по границам его агрегатов с оливином наблюдается образование венцов из энстатита, паргасита и шпинели.

По данным А.А. Абдуллина с соавторами [1975], «...меланократовые форелленштейны вглубь массива постепенно переходят в гарцбургиты, причем для зоны перехода чрезвычайно характерны нодулярные серпентиниты, состоящие из темных горошин (5–7 мм в диаметре) в зеленоватом цементе, как бы заменяющем интеркумулятивный плагиоклаз меланократовых разновидностей...». Нодули сложены серпентином и пылевидным магнетитом, а междоузеловое пространство — вторичными минералами, предположительно развитыми на месте плагиоклаза. Иногда они переходят в петельчатые

(антинодулярные) хромиты. Последние пространственно сближены с проявлениями густовкрапленых хромитов.

Авторами цитируемой работы особенности строения данного участка интерпретируются как свидетельство «постепенного перехода» от ультрабазитов к габбровой части разреза. На наш взгляд, более приемлемо другое объяснение: «нодулярные» текстуры в серпентинитах и хромитах образовались в результате твердо-пластического течения пород и трассируют зону тектонического контакта реститов и дифференциатов выплавки. В зоне раздела габброидов и гарцбургитов также наблюдаются многочисленные тела катаклазированных плагиогранитов, альбититов и грубозернистых графических пегматитов. Активных контактов габбро и гарцбургитов не отмечалось.

В составе кызылкаинской формации преобладают маломощные дайки и жилы габбро и пироксенитов, реже в составе дифференцированных тел отмечаются дуниты и их плагиоклазовые разновидности. Для наиболее мощных даек (до 40 м) характерна расслоенность.

Породы кызылкаинской и кокпектинской формаций метаморфизованы изофациально в амфиболитовой фации (до образования гранатовых амфиболитов). Первые чаще всего образуют дайковые тела вблизи периферии ультрабазитового массива и, возможно, являются «подводящими каналами» для расслоенного Кокпектинского троктолит-габбрового плутона [Савельев, Савельева, 1991].

Вулкано-плутонический комплекс шандашинской формации развит вдоль западного контакта Кемпирсайского массива. Он включает в себя базальты сугралинской свиты, дайковый комплекс габбро-диабазов и диабазов, а также так называемые «изотропные» габброиды.

Вулканогенные породы сугралинской свиты представлены лавовыми фациями толеитовых базальтов с подушечной отдельностью. По петрографическим и петрогеохимическим характеристикам они близки к толеитам срединно-океанических хребтов [Савельев, Савельева, 1991]. Габброиды дайкового комплекса образуют пояс меридионального простирания длиной до 40 км, они слагают рой даек как в базальтах, так и в среднезернистых изотропных габбро. Мощность отдельных даек варьирует в пределах от первых см до 2–5 м, часто отмечаются структуры типа «дайка в дайке».

Текстурные особенности пород разнообразны: от вариолитов и тонкозернистых диабазов до пегматоидных габбро; для последних характерна офитовая структура. Данный комплекс по своему строению очень напоминает комплексы параллельных даек, развитые в классических офиолитах.

Непосредственный контакт Кемпирсайского массива с окружающими вулканогенно-осадочными толщами трассируется узкой полосой амфиболитов, наиболее мощную зону они образуют на юге и северо-востоке массива. Те же породы присутствуют и внутри ультрабазитов в виде ксенолитов самой разнообразной формы. Детальное изучение взаимоотношений амфиболитов с гипербазитами позволило ряду авторов прийти к выводу об их более раннем возрасте по отношению к внедрению ультрабазитов [Логинов и др., 1940].

Амфиболиты представляют собой полосчатые породы, состоящие из сосюритизированного плагиоклаза (№ 50–55), моноклинного пироксена, амфиболов (актинолит, тремолит, реже — роговой обманки). Структура пород — габбро-офитовая, пойкило-офитовая. *Гранатовые амфиболиты* обладают сходным составом с описанными. В них присутствует гранат размером до 0,5 см, преимущественно пиропового состава. Структура пород порфириовидная, среднезернистая, текстура полосчатая. Эти породы встречаются главным образом вдоль восточной границы массива.

Детальное изучение геологии и петрографических особенностей амфиболитов восточного и южного контактов массива позволило А.А. Абдуллину с соавторами [1975] предположить, что их формирование происходило в условиях интенсивного сжатия на месте габброидов и троктолитов кокпектинского типа. По их мнению, «... среднекрупнозернистые порфиробластические и полосчатые пироксен-гранат-цоизит-паргаситовые амфиболиты и горнблендиты восточного обрамления Кемпирсайского массива развиваются путем смятия и раздавливания гравитационно-полосчатых троктолитов, аналогичных по составу и структуре троктолитам западного контакта массива ...» в результате прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. Реликты первичных пород сохранились в ядрах обжатых будин, в которых представлены различные типы пород, характерные для западного контакта массива: друзитовые, пегматоидные и полосчатые габброиды.

2.3. ГИПЕРБАЗИТЫ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

2.3.1. Гипербазиты северной части мегазоны

В пределах северной части Восточно-Уральской мегазоны расположены два крупных габбро-гипербазитовых массива (Муслюмовский и Касаргинский) и несколько более мелких (рис. 2.35), приурочены они к зонам тектонических покровов, надвиговым пластинам.

Касаргинский массив расположен на юго-восточном берегу оз. Касарги. Севернее выходов серпентинитов обнажен фрагмент тела, сложенного мелано- и мезократовыми габброидами, иногда полосчатыми, которые по составу отвечают оливновым габбро и габбро-норитам. Данные породы пересечены поздними дайками кварцевых диоритов и плагиогранитов вознесенского комплекса (O_2). Габброиды состоят из плагиоклаза (битовнит № 80), иногда деанортитизированного до № 46, и диопсида, часто амфиболитизированного. Структура пород габбровая, офитовая и пойкилоофитовая.

Ультраосновные породы преобладают в южной части массива, они слагают несколько линзовидных блоков. В обнажениях гипербазиты представлены двумя текстурными разновидностями: линзовидно-тонкоплитчатыми и массивными с характерным сетчатым рисунком, состоящими из мелких (3–5 см) микроблоков, разделенных прожилками анкерита.

Массивные ультрабазиты представлены серпентинизированными гарцбургитами, среди которых встречаются полосовидные и линзовидные обособления дунитов, имеющих характерную желтовато-коричневую корку выветривания и гладкую поверхность. Гарцбургиты имеют мелкопетельчатую структуру, в ячейках петель встречаются зерна оливина и энстатита размером до 2 мм, большей частью замещенные серпентином. Шнуровидные ограничения петель выполнены β -лизардитом с различным количеством пылевидного магнетита. На массиве широко распространены нацело серпентинизированные породы — апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты (последние имеют подчиненное значение). Структура их мелкопетельчатая, в ядрах петель наблюдаются мелкие реликты оливина или серпофит. В аподунитовых разностях отмечается вкрапленный и стустковый хромит ксеноморфного и идиоморфного габитуса.

Муслюмовский массив сложен в различной степени измененными ультрабазитами. В общем плане он разделяется на 2 части: южную — собственно Муслюмовский массив и северную — Бараковский массив (рис. 2.35). По данным сейсмических исследований [Кузнецов и др., 2002 г.], ультрабазиты Муслюмовского массива слагают аллохтонную

пластину тектонического покрова мощностью от 0,5–0,7 км, редко до 1 км, залегающую субгоризонтально на разнородных образованиях палеозоя. В отдельных фрагментах этого покрова в северной части массива установлено чередование в разрезе апогарцбургитовых серпентинитов, серпентинизированных и свежих пироксенитов. Мощности последних в скважинах колеблются от 0,7 м до 11 м. В составе массива преобладают аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты с содержанием оливина от 55–60% до 100%, количество ортопироксена 10–25%, реже достигает 40%. Нормативное содержание клинопироксена не превышает 2–5%; редко встречаются аполерцолитовые разности с содержанием до 10% диопсида. В целом гипербазиты Муслюмовского массива более разнообразны по составу, чем Касаргинского; в них шире проявлены процессы карбонатизации.

2.3.2. Гипербазиты центральной части мегазоны

В центральной части Восточно-Уральской мегазоны большинство гипербазитовых массивов приурочено к Арамильско-Сухтелинской зоне и ее границам с Уйско-Новооренбургской (на западе) и Кочкарско-Адамовской (на востоке) зонами (рис. 2.36). Гипербазиты в этой части рассматриваемой структуры группируются в два параллельных пояса — Миасс-Куликовский и Казбаевский.

В Куликовский пояс (O_2kl) входят: Куликовский массив, Аминевский, Беловская группа тел и множество мелких массивов в зоне сочленения Уйско-Новооренбургской и Арамильско-Сухтелинской зон. В пределах последней картируется большое количество средних и мелких гипербазитовых тел, приуроченных к разломам.

В строении массивов можно выделить два комплекса: дунит-гарцбургитовый и габбро-клинопироксенитовый (развитый незначительно). Гипербазиты интенсивно изменены и представлены преимущественно антигоритовыми серпентинитами, тальк-карбонатными породами и листовитами. Границы массивов практически везде тектонические, вертикальные или крутопадающие. Контактных изменений вмещающих пород не выявлено.

Куликовский массив расположен на южном окончании Арамильско-Сухтелинской зоны. Это самый крупный по площади гипербазитовый массив на рассматриваемой территории, его размеры 20×10 км. Он имеет сложное строение и состоит из тектонически совмещенных блоков апогарцбургитовых и аполерцолитовых серпен-

тинитов, габброидов и вмещающих вулканогенно-осадочных пород [Тевелев, Кошелева, 2002].

В плане массив имеет серпообразную форму на севере и клиновидную на юге, мощность гипербазитов, по геофизическим данным, составляет около 3 км. В строении Куликовского массива преобладают нацело серпентинизированные альпи-

нотипные ультрабазиты (апогарцбургитовые, аподунитовые, реже — аполерцолитовые серпентиниты). Количество баститовых псевдоморфоз по ортопироксену в апоперидотитовых серпентинитах варьирует от 10–15% до 30–40%. Наибольшим распространением среди серпентинитов пользуются антигоритовые разновидности. Они, как прави-

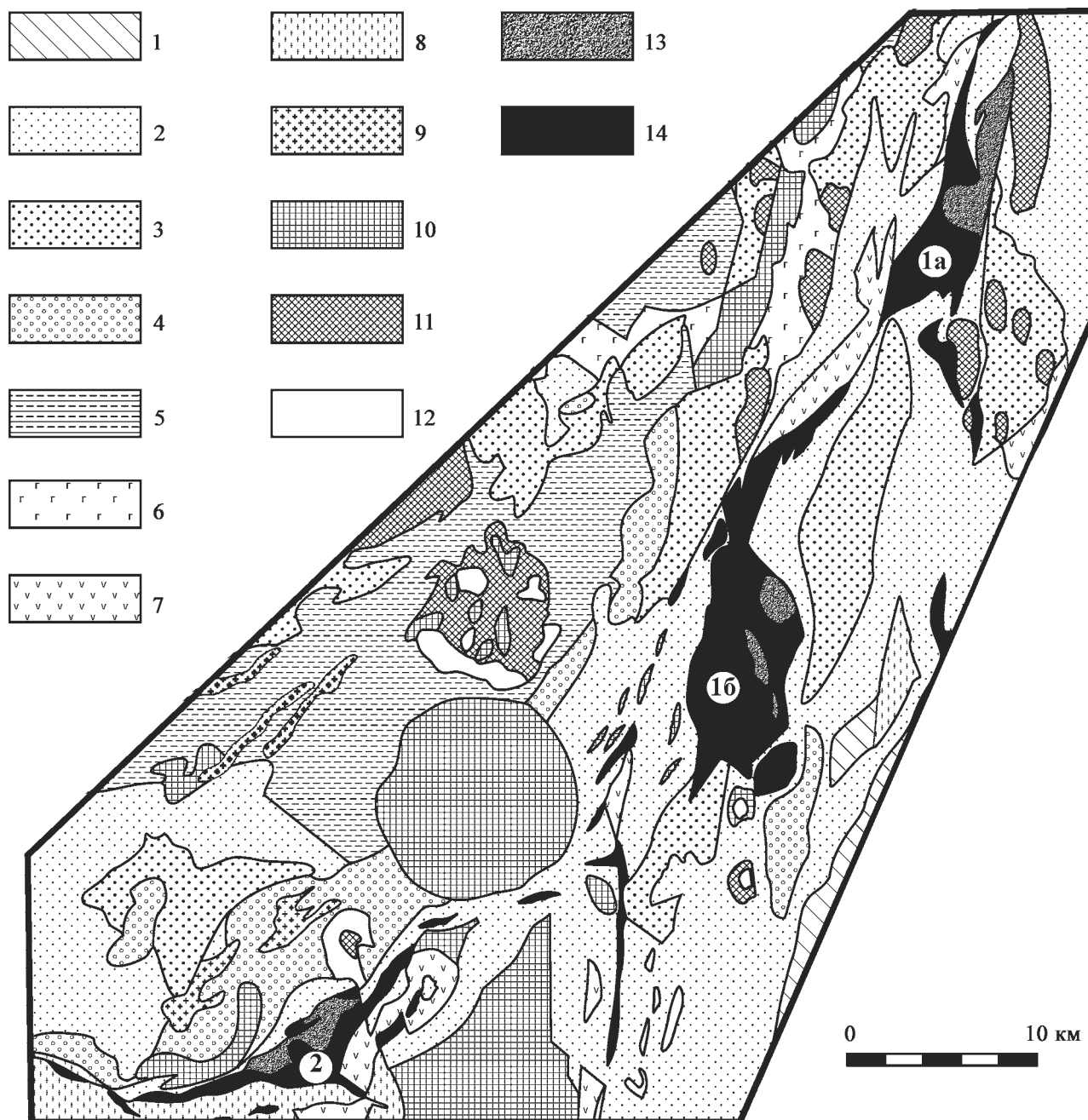


Рис. 2.35. Схема геологического строения северной части Восточно-Уральской мегазоны. По Н.С. Кузнецову и др. [2002 г.] с упрощениями

Условные обозначения: 1–8 — стратифицированные отложения: 1 — триасовые (песчаники, алевролиты, аргиллиты), 2 — каменноугольные (песчаники, алевролиты, известняки, редко — базальты, андезиты), 3 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные (андези-базальты, андезиты, дациты и их туфы, углеродисто-кремнистые сланцы), 4 — среднедевонские (базальты, дациты, риолиты и их туфы, известняки, песчаники, алевролиты, углеродисто-кремнистые, кремнистые сланцы), 5 — нижнедевонские (базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и их туфы), 6 — ордовикско-силурийские (базальты, дациты, риолиты), 7 — ордовикские (базальты, андезиты, риолиты), 8 — рифейские (метабазальты, зеленые сланцы, филлиты); 9–14 — интрузивные образования: 9 — субвулканические тела гранитоидов, дацитов и риолитов, 10 — граниты, 11 — диориты, монзониты, 12–13 — габброиды, в том числе ассоциированные с гипербазитами (13), 14 — гипербазиты. Массивы: 1 — Муслумовский, 2 — Касаргинский

ло, интенсивно рассланцованы. Среди антигоритовых серпентинитов встречаются блоки массивных β -лизардитовых серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов, реже — дунитов.

Из реликтовых первичных минералов в ультрабазитах встречаются лишь клинопироксен и хромшпинелид. В аполерцолитовых серпентинитах хромшпинелиды ксеноморфные, скелетные, в гарцбургитах с повышенным содержанием пироксенов — мелкие ксеноморфные, с низким содержанием пироксенов — относительно крупные гипидиоморфные. Среди серпентинитов Куликовского массива спорадически встречаются также блоки верлитов, габброидов, диоритов и родингитов.

В зонах рассланцевания развиты антигоритовые серпентиниты, выполняющие пространство между крупными блоками, габброиды местами замещены родингитами. Ультрамафиты интенсивно смяты и изменены, данные картирования и результаты сейсмопрофилирования МОВ позволяют считать массив плоским бескорневым телом, которое залегает в основании Сухтелинской синформы, подстилая тектоническую пластину ордовикских базальтов шеметовской свиты и в свою очередь перекрывая на востоке по надвигу каменноугольные вулканогенно-осадочные толщи смежной структурно-формационной зоны.

Аминевский массив залегает среди вулканогенно-осадочных образований девона Уйско-Новооренбургской зоны смятия. Он имеет размеры в плане 10×3 км, меридионально вытянут и характеризуется неоднородным внутренним строением. Он сложен аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, тальк-карбонатными породами и листовенитами; в мелких телах-сателлитах наиболее распространенными породами являются антигоритовые серпентиниты. Серпентиниты часто оталькованы и карбонатизированы. Практически в каждой группе ультрамафитовых тел в подчиненном количестве (около 2–3% площади ультрамафитов) встречаются габбро, обычно интенсивно измененные; в единичных обнажениях среди габброидов встречены клинопироксениты.

Северную часть массива слагают в основном серпентиниты: β -лизардитовые — в центре и антигоритовые — в эндоконтактных зонах. Небольшие тела пироксенитов приурочены к контакту лизардитовых серпентинитов с габброидами. Центральная часть массива сложена сильно перемятыми и будинированными карбонатными и тальк-карбонатными породами с реликтами серпентинитов. Здесь картируется наиболее крупное тело габброидов, на контакте с которым лизардитовые серпентиниты метаморфизованы.

Южная часть массива состоит из антигоритовых серпентинитов с реликтами лизардитовых, среди них широко распространены серпентин-карбонатные, карбонатные (магнезитовые листовениты),

тальк-серпентин-карбонатные, тальк-хлорит-карбонатные и тальк-карбонатные породы. Принятый для комплекса среднеордовикский возраст не противоречит геологическим данным (по соотношению его с породами булатовской толщи к северу от площади в районе Казбаевского массива гипербазитов). В северной части Аминевского массива развито ороговикование, которое связывается с внедрением Вандышевского гранитного массива. Контакты с вмещающими породами тектонические.

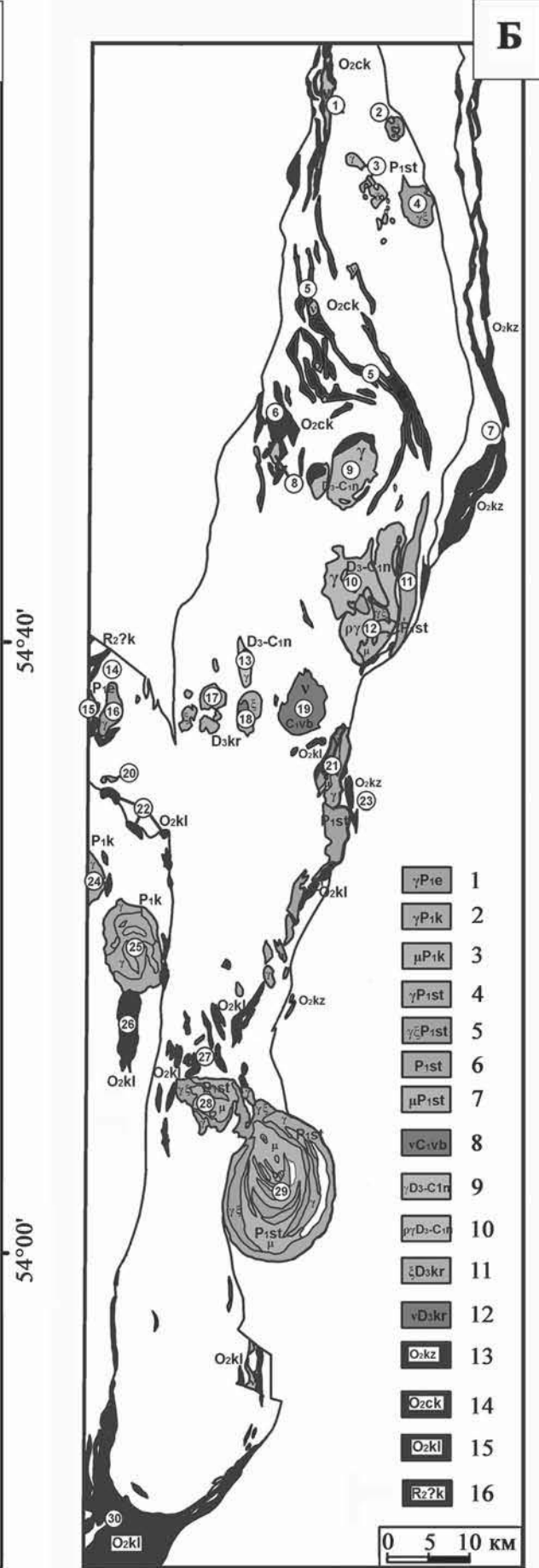
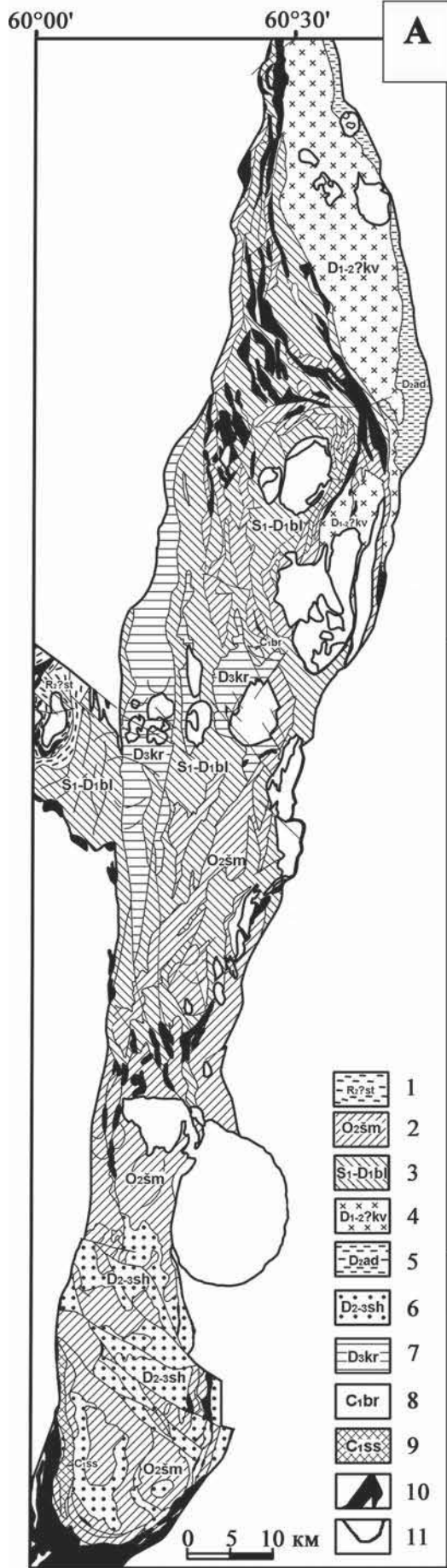
Беловская группа тел представлена небольшими линзовидными массивами, протягивающимися от д. Белово до д. Верхнеусцелемо. Строение массивов однообразно: преобладают антигоритовые серпентиниты, с незначительными телами габбро ассоциируют пироксениты. По серпентинитам местами развиты тремолит-актинолитовые, серпентин-карбонатные и карбонатные породы. Падение тел преимущественно вертикальное, контактовых изменений нет.

Магадеевская группа тел объединяет около 20 небольших серпентинитовых массивов северо-западнее Бирюковского граносиенитового массива. Вмещающими являются вулканогенно-осадочные породы ордовика и силура. Тела гипербазитов имеют удлинённо-линзовидную форму, своим расположением подчеркивая направление разрывных нарушений. Из-за небольших размеров они слабо выделяются в гравитационном поле. В составе тел преобладают антигоритовые серпентиниты, реже встречаются лизардитовые. При гидротермальных изменениях ультрабазиты подвергаются карбонатизации (вплоть до мономинеральных карбонатных пород), оталькованию и хлоритизации.

А.В. Моисеев и др. [2002 г.] предполагают, что породы Куликовского пояса имеют среднеордовикский возраст, поскольку среди осадочных пород шеметовской толщи ($O_2\delta m$) отмечаются находки обломков и галек серпентинитов. Шеметовские базальты, по-видимому, входят, наряду с гипербазитами, в единую офиолитовую ассоциацию.

Массивы **Казбаевского пояса (O_2kz)** образуют одноименную меридиональную цепочку, отделяющую Арамилско-Сухтелинскую и Касаргино-Рефтинскую зоны от Кочкаро-Адамовской. Пояс включает в себя Чебаркульский и Травниковский массивы, иногда выделяемые в отдельный пояс, южнее обнажаются гипербазиты Казбаевского массива и мелкие тела Кумлякской группы.

Массивы имеют линзовидную форму, вытянуты преимущественно в меридиональном направлении. Ультрабазиты Чебаркульского пояса чаще представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, реже встречаются аповерлитовые разновидности. Среди серпентинитов преобладают лизардитовые. Незначительно развиты габброиды, клинопироксениты и дайки долеритов. В северном направлении возрастает степень



метаморфизма ультрабазитов, появляются оливин-антигоритовые и оливин-тальковые породы.

Наиболее крупным представителем ультрабазитов восточной части рассматриваемой мегазоны является S-образный *Чемпаловский массив*, северная часть которого представлена линзовидным телом субмеридионального простирания длиной 15 км, а южная часть — линзой субширотного простирания длиной 10 км. Форма массива подчеркивает флексуриобразный изгиб Чемпаловской зоны смятия, а его широтная ветвь фиксирует одновременно след субширотного Тихоновского разлома. По геолого-геофизическим построениям, субширотная часть Чемпаловского массива имеет пластинообразную форму, горизонтальная мощность тела около 800 м, падение юго-восточное под углами 60–65°, нижняя граница магнитовозмущающего объекта находится на глубине 800–1000 м.

Массив слабо обнажен и вскрыт карьером на восточной окраине пос. Кочкарь, большая часть его сложена антигоритовыми серпентинитами. В единичных обнажениях в широтном отрезке Чемпаловского массива, а также в малых телах в южном экзоконтакте Борисовского массива закартированы тальк-оливиновые породы, в различной степени лизардитизированные и амфиболитизированные, обладающие высокой плотностью. Среди метаультрабазитов встречаются тела метагабброидов.

Широким распространением среди метаультрабазитов комплекса пользуются тальк-оливиновые породы. Состав их характеризуется разным количественным соотношением антигорита, оливина, талька, тремолита, актинолита, хлорита и флогопита. Постоянно присутствуют карбонат и магнетит, количество которых колеблется в пределах 3–7%. Антигорит-оливиновые породы и серпентиниты по энстатит-оливиновым породам пользуются ограниченным распространением среди метаультрабазитов западно-кочкарского комплекса и вскрыты скважинами в южном экзоконтакте Борисовского массива. Лизардит-хризотилитовые серпентиниты по энстатит-оливиновым породам слагают средние части тел метаультрамафитов. Они характеризуются мелкопелетчатой структурой и сложены α - и γ -лизардитом, серпофитом с примесью талька, магнетита и карбоната.

Реликтов исходных дунитов и гарцбургитов среди метаультрабазитов не обнаружено. Наиболее ранними образованиями являются регенерированные ультрабазиты, представленные энстатит-оливиновыми породами, продуктами регионального метаморфизма дунит-гарцбургитовой формации в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации. С ультрабазитами нередко пространственно тесно ассоциируют дайкообразные и пластовые тела метагабброидов, сопровождающиеся клинопироксенитами. Метагабброиды представлены в основном габбро-амфиболитами. Наиболее крупные тела метагабброидов встречены к югу от Еремкин-ского массива. Жильная серия, связанная с метагабброидами, представлена немногочисленными дайками метадолеритов и метагаббро-долеритов, пироксенитов, горнблендитов.

Реликтов исходных дунитов и гарцбургитов среди метаультрабазитов не обнаружено. Наиболее ранними образованиями являются регенерированные ультрабазиты, представленные энстатит-оливиновыми породами, продуктами регионального метаморфизма дунит-гарцбургитовой формации в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации. С ультрабазитами нередко пространственно тесно ассоциируют дайкообразные и пластовые тела метагабброидов, сопровождающиеся клинопироксенитами. Метагабброиды представлены в основном габбро-амфиболитами. Наиболее крупные тела метагабброидов встречены к югу от Еремкин-ского массива. Жильная серия, связанная с метагабброидами, представлена немногочисленными дайками метадолеритов и метагаббро-долеритов, пироксенитов, горнблендитов.

2.3.3. Гипербазиты южной части мегазоны

Габбро-гипербазитовые массивы широко представлены в южной части Восточно-Уральской мегазоны и подразделяются на четыре комплекса, названные по наиболее крупным массивам в их

Рис. 2.36. Геологическое строение (А) и схема расположения интрузивных пород (Б) Арамилско-Сухтелинской структурно-формационной зоны. Составлена А.В. Сначёвым (А — по материалам В.И. Петрова и др. [2002 г.], А.В. Моисеева и др. [2002 г.], А.В. Тевелева и др. [2002 г.], А.В. Сначёва и др. [2006]); Б — по материалам В.И. Петрова и др. [2002 г.], А.В. Моисеева и др. [2002 г.], А.В. Тевелева и др. [2002 г.], А.В. Сначёва и др. [2006])

Условные обозначения для А: 1 — сайтовская свита: кварциты гранатовые, мусковитовые, графитистые, гранат-биотитовые амфиболиты, амфибол-биотитовые плагиосланцы; 2 — шеметовская толща: базальты, гиалокластитовые брекчии, алевролиты, прослои кремнистых алевролитов; 3 — булатовская толща: углеродистые сланцы и алевролиты; 4 — кулуевская толща: базальты, андезибазальты и их туфы, туфопесчаники, углеродистые сланцы, яшмоиды; 5 — аджатаровская толща: базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, их туфы, лавобрекчии; 6 — сухтелинская толща: алевропесчаники с прослоями углеродистых, углеродисто-глинистых сланцев, редкогалечные конгломераты, туфы андезитов, базальтов; 7 — краснокаменная толща: афировые и порфириновые базальты, трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 8 — биргильдинская толща: известняки, мрамора, прослои песчаников, алевролитов; 9 — сосновская толща: глинистые, углеродисто-глинистые сланцы, конгломераты с галькой песчаников, известняков; 10 — гипербазитовые массивы; 11 — контуры интрузивных массивов в пределах рассматриваемой зоны.

Условные обозначения для Б: Магматические комплексы: 1 — **Еланчикковский:** граниты, гранито-гнейсы; 2–3 — **Кацбахский:** 2 — граниты порфириовидные, 3 — монцодиориты, сиениты, гранодиориты; 4–7 — **Степнинский:** 4 — гранодиориты, 5 — граносиениты, 6 — монцогаббро, 7 — монцодиорито-гнейсы, монцодиориты; 8 — **Большаковский:** габбро, габбро-нориты; 9–10 — **Неплюевский:** 9 — граниты, лейкограниты, 10 — диориты, плагиограниты; 11–12 — **Краснокаменный:** 11 — сиениты, кварцевые монциты, 12 — габбро; 13–15 — **Куликовский:** 13 — *Казбаевский пояс:* серпентинизированные перидотиты и клинопироксениты, габбро, 14 — *Чебаркульский пояс:* серпентинизированные гарцбургиты, габбро, 15 — *Куликовский пояс:* серпентинизированные дуниты и перидотиты, габбро, 16 — **Каганский:** метаморфизованные ультрамафиты и габброиды. Цифрами в кружочках показаны массивы: 1 — Байрамгуловский, 2 — Кулуевский, 3 — Куйсаринский, 4 — Сагитовский, 5 — Травниковский, 6 — Чебаркульский, 7 — Казбаевский, 8 — Пустозеровский, 9 — Камбулатовский, 10 — Ключевской, 11 — Калиновский, 12 — Куртмакский, 13 — Караталинский, 14 — Ларинская группа тел, 15 — Ларинский, 16 — Первомайский, 17 — Краснокаменный, 18 — Соколовский, 19 — Большаковский, 20 — Приданниковский, 21 — Кумлякский, 22 — Беловская группа тел, 23 — Кукушкинский, 24 — Уйский, 25 — Вандышевский, 26 — Аминевский, 27 — Магадеевская группа тел, 28 — Бирюковский, 29 — Степнинский, 30 — Куликовский

составе: куликовский, усеновский, татишевский, дружининский [Тевелев, Кошелева, 2002]. Все они входят в состав тектонических покровов и сложены почти нацело серпентинизированными ультра-

базитами и габброидами. Контакты их между собой и вмещающими породами повсеместно тектонические. Возраст комплексов (O?) определен условно, учитывая тесную их ассоциацию с ордовикскими породами. Ниже приводится краткое описание наиболее значительных массивов.

Варшавский комплекс включает три крупных массива, развитых в центральной части площади — Варшавский, Верблюжьегорский и Татишевский (рис. 2.37). Все массивы располагаются вдоль крупного разрывного (надвигового) нарушения, ограничивающего с востока Джабык-Карагайский

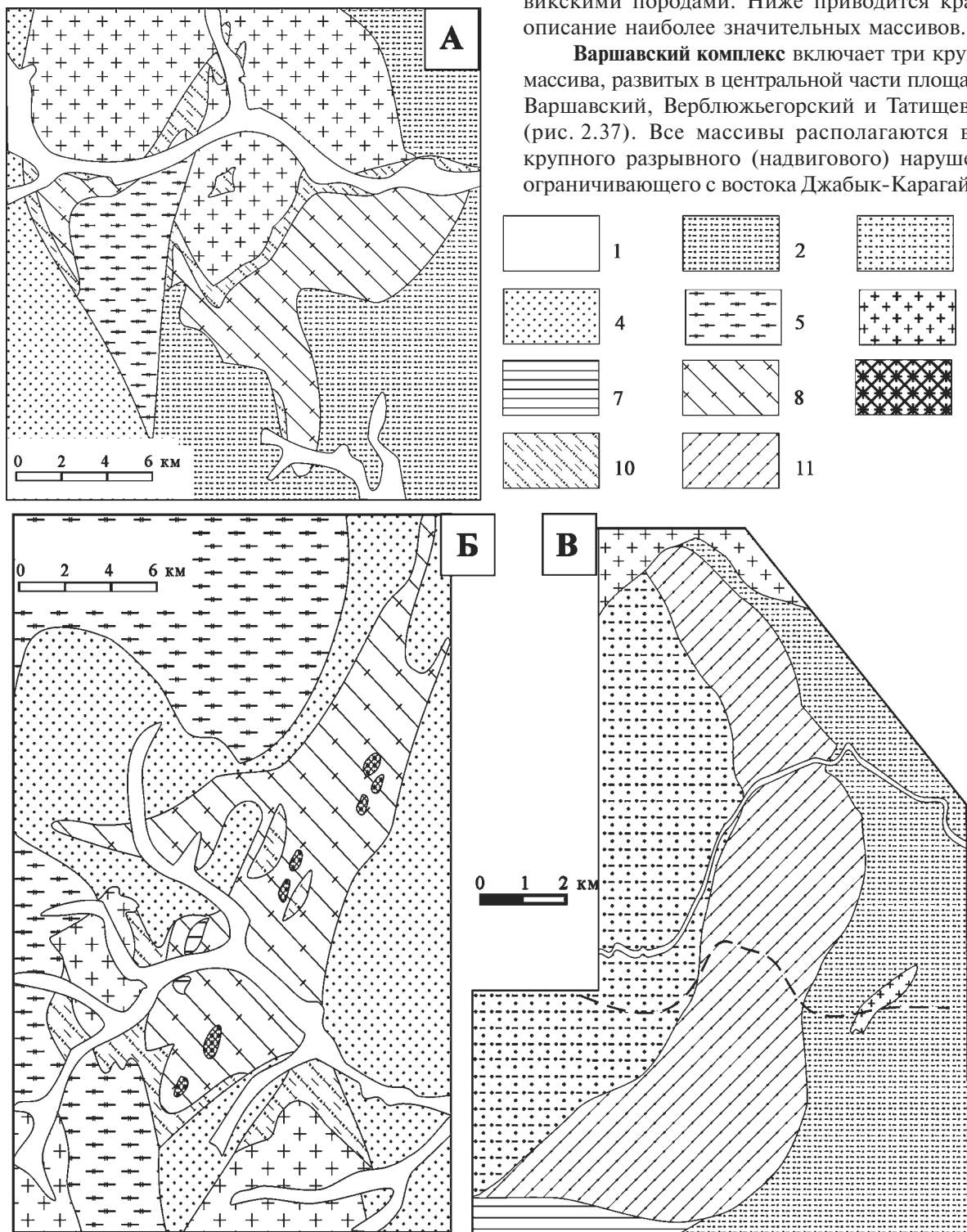


Рис. 2.37. Схема геологического строения Варшавского (А), Татишевского (Б) и Верблюжьегорского (В) массивов
Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения, 2–3 — каменноугольные отложения, в том числе метаморфизованные (3), 4 — кембрийско-ордовикские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы, 5 — протерозойские метаморфические образования, 6 — гранитоиды, 7 — габброиды, 8 — преимущественно апогарцбургитовые серпентиниты, 9 — преимущественно аподунитовые серпентиниты, 10 — хлоритовые, актинолитовые, тальковые, серпентинитовые, тальк-карбонатные породы, 11 — серпентиниты аподунитовые и апогарцбургитовые нерасчлененные

антиклинорий Восточно-Уральского поднятия. Между указанными крупными массивами располагается целая серия мелких тел ультрабазитов, тяготеющих к указанному нарушению. Южное окончание Татищевского массива и безымянные тела в юго-западной части площади пространственно тесно связаны с породами чулаксайской свиты, остальные массивы располагаются на границе древних (допалеозойских) образований и отложений нижнего карбона. Форма массивов различная, в зависимости от положения в структуре. Падение контактов Татищевского массива крутое, под массив, у Верблюжьегогорского — пологое, восточное. Северный и западный контакты Варшавского массива крутые, падение — под массив, юго-восточный — пологий и падает под отложения угленосной свиты.

Успеновский массив расположен в пределах Кочкарско-Адамовской зоны, в 25 км к северо-западу от п. Варна. Он вытянут в меридиональном направлении на расстояние около 14 км при ширине 6 км. По данным А.В. Тевелева и И.А. Кошелевой [2002], западный и восточный контакты массива имеют крутое восточное падение, постепенно выходясь. Мощность ультрабазитовой пластины достигает 1,5 км. По другим данным, массив представляет собой лакколитообразное тело с подводящим каналом в южной части, здесь выявлена гравиметрическая аномалия и наибольшим распространением пользуются частично серпентинизированные гарцбургиты. Преимущественным распространением в пределах массива пользуются апогарцбургитовые серпентиниты, в меньшей степени развиты аполерцолитовые и аподунитовые разновидности. В северной части массива обнажается небольшое тело габброидов. Кроме того, среди гипербазитов развиты габброиды жильной серии.

Подробное изучение петрографического состава гипербазитов, проведенное Г.Г. Кораблёвым и др. [1999 г.], показало, что большую часть площади массива составляют антигоритовые апогарцбургитовые серпентиниты (47%). Менее развиты β -лизардит-хризотилитовые (20%), хризотилитовые (14%), β -лизардитовые (13%) серпентиниты и антигоритизированные гарцбургиты (16%). Последние в ассоциации с энстатитовыми дунитами развиты локально в южной части массива.

Реликты ортопироксена в породах массива встречаются в незначительных количествах, большей частью на его месте развит чешуйчато-волокнистый агрегат гидродиоксида. Клинопироксен очень редок. Хромшпинелиды представлены обычно ксеноморфными и гипидиоморфными зёрнами размером 0,5–2 мм, часто с магнетитовой каймой. В породах постоянно присутствует магнетит в количестве до 5%. β -лизардитовые серпентиниты обладают крупно-петельчатой структурой с секто-

риальным и зонально-секториальным строением ядер. По первично-петельчатой структуре при воздействии направленного давления возникают разности с ленточной структурой. Петли имеют размеры 0,3–0,8 мм, по их границам развивается магнетит-хризотилитовый агрегат. Магнетит преимущественно пылевидный.

На β -лизардитовые серпентиниты часто накладывается хризотилизация и антигоритизация. Для хризотилитовых серпентинитов характерны гребенчатая, перекрещенно- и спутанно-волокнистая структуры. В шлифах наблюдаются постепенные переходы от β -лизардитовых серпентинитов к хризотилитовым, взаимоотношения между минералами указывают на более позднее образование хризотила на месте β -лизардита. В результате этого процесса также происходит перекристаллизация магнетита с образованием зёрен размером до 0,1 мм.

Для антигоритизированных гарцбургитов характерно развитие антигорита в виде петельчатых гребенчатых шнуров по оливину. Антигоритовые серпентиниты сложены чешуйчатыми, игольчатыми или пластинчатыми агрегатами. Размер индивидов антигорита варьирует от 0,3–0,5 мм до тонкочешуйчатых (0,01 мм). В пределах массива известны небольшие проявления хромитов, хризотил-асбеста, тальк-карбонатных пород и лиственитов. К последним приурочено небольшое золоторудное проявление в юго-западной части массива.

Татищевский массив расположен в 5 км к западу от Успеновского. Он протягивается в субмеридиональном направлении на 20 км при ширине 4–6 км. На востоке массив граничит с каменноугольными отложениями Полтавско-Брединской синклинали, на юге почти вплотную к нему подходят граниты Джабыкского гранитного комплекса, от которых он отделен метаморфической толщей рифейского возраста. Он представлен серией чередующихся тектонических пластин серпентинитов и вмещающих пород. Большая часть массива сложена апогарцбургитовыми серпентинитами. В приконтактной зоне массива развиты тальк-карбонатные породы. Габброиды в пределах массива распространены локально и часто преобразованы в родингитоподобные породы.

Апогарцбургитовые серпентиниты представлены β -лизардитовыми, хризотилитовыми и антигоритовыми разновидностями, причем последние доминируют. Структуры реликтовых β -лизардитовых серпентинитов петельчатые, хризотилитовых — преимущественно волокнистые. Антигоритовые серпентиниты характеризуются чешуйчатым и пластинчатым строением. При этом апооливиновая часть породы более крупнозернистая по сравнению с апобаститовыми участками, сложенными, как правило, тонкочешуйчатым агрегатом. В породах обильно распространен магнетит, наибольшая

концентрация которого приурочена к границам бастита, реже — к центральным частям зерен. Для серпентинитов обычно присутствие небольших количеств карбонатов и талька, вплоть до образования тальк-карбонатных пород. Реликтовые хромшпинелиды ксеноморфные, их размеры достигают 1–1,5 мм, по периферии они интенсивно замещаются магнетитом. В аподунитовых серпентинитах хромшпинелиды имеют идиоморфные очертания.

Локально в пределах Татищевского массива распространены штубахиты, состоящие на 60–70% из спайного оливина, пронизанного игольчатым антигоритом, также изредка встречаются проявления хризотил-асбеста.

Дружининский комплекс представляет собой серию маломощных аллохтонных пластин общей протяженностью около 50 км. Породы комплекса интенсивно серпентинизированы. Из первичных минералов редко встречаются реликты пироксенов и оливина. В большей степени сохранились хромшпинелиды, которые замещаются по периферии магнетитом. В составе комплекса преобладают апогарцбургитовые серпентиниты с 10–15% баститовых псевдоморфоз. Среди серпентинитов спорадически встречаются мелкие тела габброидов.

Верблюжьегорский массив расположен северо-западнее пос. Карталы. Массив вытянут в меридиональном направлении почти на 20 км при ширине до 5 км, он имеет серповидную форму, выпуклую к востоку. Мощность ультрабазитов составляет 1,5 км. На западе массив граничит с мигматитогнейсовой толщей Джабык-Карагайского гранитоидного комплекса, на востоке — с рифейскими кристаллическими сланцами и осадками каменноугольного возраста. На севере гипербазиты контактируют с гранитами Великопетровского массива.

В строении Верблюжьегорского массива преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, локально развиты аподунитовые разновидности. Жильная серия представлена сиенитами, спессартитами, диоритами, габбро-амфиболитами, а также метасоматитами, образованными на месте этих пород. Жильные породы пользуются наибольшим распространением в юго-западной части массива.

Из породообразующих серпентинов наиболее распространен антигорит. Он образует пластинчатые и чешуйчатые агрегаты, размер индивидов минерала колеблется от 0,005 мм до 0,6 мм. Апогарцбургитовая природа серпентинитов определяется по характерным псевдоморфозам антигорита по баститу, границы их, а также трещины спайности, как правило, трассируются пылевидным магнетитом.

Редко отмечаются свежие зерна оливина, они имеют размеры до 2–3 мм и разбиты сетью трещин, заполненных α -лизардитом. По мнению Г.Г. Корablёва и др. [1999 г.], зерна в основном являются не реликтовыми, а новообразованными при десер-

пентинизации и характеризуются очень низкой железистостью.

В аксессуарных количествах в ультрабазитах присутствуют хромшпинелиды. В апогарцбургитовых серпентинитах они имеют ксеноморфные очертания, размер 1–2 мм. В аподунитовых серпентинитах хромшпинелиды идиоморфные и гипидиоморфные, более густо окрашены. Все аксессуарные хромшпинелиды по периферии замещаются вторичным магнетитом.

В приконтактной части массива, где гипербазиты соприкасаются с гранитоидным комплексом, наблюдается наибольшее разнообразие минерального состава и текстурно-структурных разновидностей серпентинитов. Значительным распространением пользуются полосчатые текстуры. Характерной особенностью данной части массива является осветление серпентинитов. В их составе отмечаются: тремолит, актинолит, тальк, карбонаты, хлорит. Полосчатость обусловлена наличием линз и прожилков, сложенных амфиболами и рудными минералами. Вблизи непосредственного контакта с гранитами наблюдается интенсивное окремнение и окварцевание серпентинитов. Повсеместно гипербазиты подвержены оталькованию и карбонатизации, вплоть до образования мощных магнетитовых тел и талькитов.

Варшавский массив расположен в 30 км южнее Верблюжьегорского и также приурочен к границе Восточно-Уральского поднятия с Восточно-Уральским прогибом. На юге и востоке ультрабазиты граничат с отложениями карбона, а на северо-западе — с гранитоидами Джабык-Карагайского комплекса. Вдоль контакта гипербазитов с гранитоидами прослеживается узкая полоса тальковых сланцев, здесь также широким распространением пользуются кварцевые жилы.

В строении массива участвуют две ассоциации пород: ультрабазитовая, представленная породами ряда лерцолит – гарцбургит – дунит, и габброидная, включающая разнообразные габбро и дунит-верлит-пироксенитовый комплекс. Кроме того, в пределах массива довольно широким развитием пользуются дайки альбитовых сиенитов.

Породы дунит-лерцолит-гарцбургитовой ассоциации интенсивно серпентинизированы. Обычно на месте первичных пород развиты апоперидотитовые, реже — аподунитовые серпентиниты. Содержание бастита в породах достигает 40%, наиболее развиты разновидности с 15–30% псевдоморфоз по ортопироксену. Основной породообразующий минерал серпентинитов — антигорит, он образует тонкочешуйчатый агрегат на месте оливина и параллельно-волокнистый — апобаститовый. В породах постоянно присутствует вторичный магнетит, преимущественно пылевидный.

Породы габброидного комплекса наибольшим распространением пользуются в восточной

части массива. Состав габброидов изменяется от преобладающих лейкократовых до меланократовых разновидностей. В ассоциации с основными породами встречаются также небольшие тела дунитов, верлитов и пироксенитов.

Дуниты представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми разновидностями с панидиоморфнозернистой и протогранулярной структурами. Оливин обычно образует изометричные, реже удлиненные, округлые зерна. Для дунитов с протогранулярной структурой характерно волнистое погасание, наличие полос излома. Хромшпинелиды в дунитах имеют идиоморфные и гипидиоморфные очертания, причем первые наиболее характерны для пойкилитовых включений и пород с панидиоморфной структурой, вторые — для протогранулярных дунитов.

На месте дунитов при прогрессивном метаморфизме образуются оливиниты с сидеронитовой структурой. Перекристаллизованный оливин в них сцементирован ксеноморфными зернами хроммагнетита и магнетита. Степень серпентинизации пород низкая (20–30%).

Верлиты практически полностью серпентинизированы. На их месте образуются серпентиниты, сложенные агрегатом чешуйчатого lizardита (по оливину) и актинолита с карбонатом (по клинопироксену). В небольших количествах в породах содержится хромшпинелид, чаще всего в виде крупных изометричных зерен, корродированных по краям. Магнетит заполняет трещины по границам lizardитовых псевдоморфоз по оливину, lizardит частично замещен антигоритом.

Клинопироксениты — относительно свежие средне- и крупнозернистые породы, примерно на 70% состоящие из диопсида, остальной объем породы сложен амфиболами (актинолитом, тремолитом), магнетитом, сфеном и другими акцессориями.

Габбро преимущественно представлено роговообманковой разновидностью крупно- и среднезернистого сложения. В небольшом количестве в породе присутствуют клинопироксен (до 5%), а также амфиболы ряда актинолит — тремолит, замещающие роговую обманку. Плаггиоклаз и продукты его замещения слагают до 70% объема пород.

Кроме того, в пределах массива развиты жильные тела альбитовых сиенитов. Для них характерна

трахитоидная текстура. В состав породы входят: альбит (60–65%), Na-K-полевой шпат (10%), амфибол (до 30%).

Ольховский габбро-гипербазитовый комплекс включает в себя Ольховский, Гогинский массивы и ряд более мелких тел. Они характеризуются сходными чертами геологического строения, преобладанием габброидов над гипербазиитами, отсутствием клинопироксенитов. Ультрабазиты большей частью представлены апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами, верлитами и дунитами. Гипербазиты рассматриваемых массивов характеризуются повышенной железистостью и интенсивным гидротермальным изменением. Наибольшим распространением в их пределах пользуются антигоритовые и β -lizardитовые серпентиниты. Часто они превращены в тальккарбонатные породы, породы габброидного комплекса замещаются хлоритовыми, амфиболовыми, везувиан-хлоритовыми метасоматитами. **Ольховский** массив расположен южнее Успеновского, в 2 км восточнее д. Ольховка. Вмещающими породами для ультрабазитов служат каменноугольные отложения.

Гогинский массив представлен в плане телом сильно вытянутой формы, он протягивается в меридиональном направлении почти на 25 км. В строении его принимают участие серпентиниты и габброиды, причем преобладают последние. Максимальная площадь выходов габбро отмечается севернее ст. Гогина, где они образуют практически изометричное тело диаметром около 3 км. В среднем же ширина массива в плане изменяется от 0,3 до 1,1 км. На западе и востоке ультрабазиты граничат с каменноугольными отложениями, а на севере и юге — с вулканогенными комплексами девона и карбона.

Могутовский (Гулинский) массив вытянут в меридиональном направлении, он простирается в виде узкой полосы от пос. Могутовский до пос. Боровое на 26 км. Ширина выходов серпентинитов изменяется от 0,7 до 1,4 км. Массив характеризуется асимметричным зональным строением: западная его часть сложена преимущественно габброидами, а восточная — серпентинитами. По ультраосновным породам часто образована кора выветривания линейного типа. Рассматриваемый массив некоторые исследователи также относят к ольховскому комплексу [Кораблёв и др., 1999 г.].

Глава 3. ПЕТРОХИМИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Основной задачей настоящей главы является сопоставление альпинотипных гипербазитов различных поясов Южного Урала между собой и с гипербазитами современных геодинамических обстановок с целью установления условий их формирования. Для сравнения использованы геолого-петрографические и геохимические критерии. Силикатные анализы гипербазитов (700 анализов) выполнены в Институте геологии УНЦ РАН (аналитики С.А. Ягудина и Н.Г. Христофорова), содержания редкоземельных элементов в породах ($n = 182$) определены нейтронно-активационным методом в ЦЛАВ ГЕОХИ РАН (аналитик Д.Ю. Сапожников), термический анализ гипербазитов ($n = 150$) проведен на дериватографе Q-1500D фирмы Ф. Паулик, Я. Паулик, Л. Эрдей (Венгрия) в ИГ УНЦ РАН (аналитик Т.И. Черникова). Кроме того, при изучении петрогеохимии использованы литературные и фондовые данные Н.А. Румянцевой [1957 г.], В.И. Козлова [1964 г.], И.И. Эдельштейна [1964 г.], А.В. Ключихина и др. [1969 г.; 1977 г.], А.А. Алексеева [1976], В.В. Павлова [1988 г.], Г.Б. Ферштатера, Ф. Беа [1996], Г.Б. Ферштатера, Е.В. Пушкарёва [1997] и др. (прил. 2).

При изучении петрогеохимических особенностей альпинотипных гипербазитов часто возникают сложности, связанные со значительными изменениями состава первичных пород, происходящими в результате вторичных процессов. Наиболее распространенным из них является серпентинизация. Влиянию процессов серпентинизации на состав ультрабазитов посвящены многочисленные публикации [Штейнберг, Чашухин, 1977; Варлаков, 1986; Магматические ..., 1988 и др.], авторами которых по-разному решались вопросы изо- и аллохимичности рассматриваемого процесса. На наш взгляд, более убедительными выглядят доводы Д.С. Штейнберга и И.С. Чашухина [1977] о «квазиизохимичности» ранней серпентинизации альпинотипных гипербазитов, которая идет с увеличением объема пород.

Согласно цитируемой точке зрения, в ходе петельчатой серпентинизации ультраосновные породы лишь «разбавляются водой». Эта стадия практически никогда не доходит до конца и ограничивается достижением уровня 80%, и лишь затем начинаются аллохимические преобразования пород, выраженные в выносе оснований и при-

ближении состава пород дунит-гарцбургитового состава к теоретическому составу серпентина [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Считается, что даже при полной серпентинизации, протекающей с образованием петельчатого серпентина (лизардита-I по В.Р. Артемову и др. [Месторождения ..., 1967] и α -лизардита по А.С. Варлакову [1986]) и гребенчатого антигорита-I, не претерпевают значительных изменений основные отношения между породообразующими окислами (RO/SiO_2 , $MgO/(MgO + \Sigma FeO)$ и др.). Более значительные изменения в химическом составе пород происходят при образовании вторичных парагенезисов с участием хризотила и антигорита II генерации.

Отбраковка аллохимически измененных пород проводилась по следующим критериям. Порода исключалась из выборки при содержании $CO_2 > 1\%$, потеря при прокаливании более 17%, при отклонении суммы окислов от 100% более чем на 2%. Все анализы были пересчитаны на безводный состав, затем произведен пересчет анализов на нормативный минеральный состав по методу Н.Д. Соболева. По результатам его были исключены образцы с содержаниями нормативных диопсида более 10% и энстатита более 50%, а также те анализы, в которых соотношение $Di/En > 1,5$.

Альпинотипные гипербазиты в геохимическом отношении характеризуются очень простым составом. Обычно они на 95–99% состоят из окислов кремния, магния и железа. Из других петрогенных компонентов в заметных количествах в них могут присутствовать лишь CaO и Al_2O_3 (до 5%), содержание остальных породообразующих окислов, как правило, не превышает десятых долей процента. Наиболее характерными элементами-примесями ультрабазитов являются хром, никель и кобальт.

Никель и кобальт практически полностью входят в виде изоморфных примесей в кристаллическую решетку породообразующих минералов. Максимальное содержание никеля фиксируется в оливине (до 0,4%), в пироксенах оно снижается: в энстатите до 0,2%, в диопсиде до 0,15%. Совершенно иначе ведет себя хром: он практически не входит в кристаллическую решетку оливина, содержание его здесь составляет сотые доли процента, а вот в пироксенах его концентрация выше на 1–2 порядка (до 1% в диопсиде и до 0,5–0,7% в энстатите). Основными же минералами, концентриру-

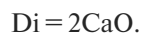
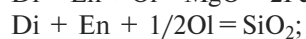
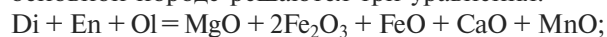
ющими хром в альпинотипных гипербазитах, являются шпинелиды, содержание Cr_2O_3 в которых значительно варьирует (10–69%). Неравномерное распределение акцессорных шпинелей в ультрабазитах обычно обуславливает высокую дисперсию содержания Cr_2O_3 в валовых химических анализах пород альпинотипной ассоциации.

Ограниченное число компонентов, слагающих ультрабазиты, и выдержанность их химического состава отражаются на минеральном составе пород. Основными породообразующими минералами альпинотипных гипербазитов являются оливин (65–99%), энстатит (0–35%), диопсид (0–10%), хромшпинелид (1–5%) и плагиоклаз (0–10%). Другие минералы в первичных парагенезисах рассматриваемых пород практически не встречаются. В большинстве случаев вариации химического состава и структурные особенности гипербазитовых массивов Южного Урала определяются взаимоотношениями трех минералов: оливина, энстатита и хромшпинелида.

В результате многочисленных исследований установлено, что для альпинотипных гипербазитов всего мира характерно постоянство железистости оливина и энстатита, которая в среднем составляет ~9% при вариациях в пределах 7–12% [Штейнберг, Чашухин, 1977 и др.]. Количественные соотношения этих минералов в гипербазитах обнаруживают четкий статистический максимум, соответствующий так называемому «мировому типу гарцбургита», который содержит в среднем 20–25% ортопироксена [Магматические ..., 1988 и др.].

Таким образом, при сопоставлении между собой ультрабазитов альпинотипной формации, слагающих отдельные массивы и протяженные пояса может быть использован ограниченный набор петрохимических признаков. Среди них можно выделить соотношение количеств нормативных минералов (оливина, энстатита и диопсида), полученных при петрохимических пересчетах, концентрации CaO и Al_2O_3 и их отношение.

Для более точной диагностики ультрабазитов нами были проведены пересчеты химических анализов в разной степени серпентинизированных пород на нормативный минеральный состав по методу Н.Д. Соболева [1952]. Целесообразность такого пересчета для точной диагностики первичного минерального состава серпентинитов показана И.А. Малаховым [1966]. Согласно данной методике, химические анализы пересчитываются на безводный состав и вычисляются молекулярные количества всех петрогенных компонентов. Для определения количеств оливина (Ol), ортопироксена (Orx) и клинопироксена (Cpx) в ультраосновной породе решаются три уравнения:



По содержанию диопсида, вариациям концентраций CaO и Al_2O_3 в ультрабазитах можно приблизительно оценить степень деплетирования исходного мантийного субстрата (пиролита), по составу близкого к шпинелевому лерцолиту [Рингвуд, 1981]. Важное значение концентрации CaO и отношения CaO/Al_2O_3 в первичных и изохимически серпентинизированных гипербазитах обусловлено преимущественным вхождением кальция в моноклинный пироксен (16–25% CaO). При изменении состава ультрабазитов от существенно лерцолитового к гарцбургитовому его содержание в породах быстро падает, уменьшается и значение CaO/Al_2O_3 . Последнее связано с незначительным уменьшением концентрации алюминия в породах, так как он примерно в равных количествах входит в моноклинный и ромбический пироксены (0,5–4%), а наиболее высокие его содержания отмечаются в хромшпинелидах.

Поскольку деплетирование ультрабазитов формирует последовательный ряд лерцолит – гарцбургит – дунит, то наиболее важную информацию о степени истощенности того или иного массива несут содержания CaO (или содержание нормативного диопсида), Al_2O_3 и величина их отношения в породе. При последовательном обеднении мантийного источника легкоплавкими компонентами постепенно снижаются концентрации как кальция, так и алюминия. Однако из-за того, что кальций преимущественно входит в клинопироксен, который наиболее интенсивно удаляется при частичном плавлении, отношение CaO/Al_2O_3 уменьшается от 1 и выше в лерцолитах до 0,5 и ниже в гарцбургитах и дунитах. В процессе серпентинизации гипербазитов это соотношение почти не изменяется. Значительные изменения его связаны с гидротермальными процессами: карбонатизацией, родингитизацией и др.

Основными концентраторами кальция и алюминия в гипербазитах являются пироксены, алюминий также в значительных количествах содержится в шпинелидах. В оливин рассматриваемые элементы практически не входят. Нами по литературным данным [Породообразующие ..., 1971; Савельева, 1987; Магматические ..., 1988 и др.] обобщены сведения о содержании в породообразующих минералах альпинотипных и океанических лерцолитов и гарцбургитов CaO и Al_2O_3 . На статистических гистограммах (рис. 3.1) весь материал представлен в наглядной форме, он свидетельствует о незначительных вариациях содержаний исследованных компонентов в породообразующих пироксенах гипербазитов. В большинстве проб вариация концентрации CaO в клинопироксене составляет 21–25%, в энстатите 0,5–1,5%, а Al_2O_3 в обоих пироксенах 0,5–5,5%.

Используя полученные соотношения, нами составлена модельная диаграмма $Di - CaO/Al_2O_3$

(Di — нормативный диопсид, CaO и Al₂O₃ — содержания в вес. %) (рис. 3.1). При ее составлении моделировались содержания CaO и Al₂O₃ в породах со следующими граничными содержаниями диопсида и энстатита: дунит (энстатит 0–10%, диопсид 0–5%), гарцбургит (энстатит 10–20%, диопсид 0–5%), лерцолит (энстатит 20%, диопсид 5–10%). Расчет проводился по двум граничным содержаниям рассматриваемых окислов — минимальному и максимальному. На диаграмме две пунктирные линии ограничивают область составов первичных шпинелевых перидотитов в соответ-

ствии с расчетными данными. В поле правее и ниже линии CaO/Al₂O₃ = 0,3·(Di – 1,2) попадают фигуративные точки аллохимически измененных гипербазитов и парагенезисов с участием плагиоклаза. В левый верхний угол диаграммы попадают точки анализов с очень низкими содержаниями алюминия.

Важное значение для типизации гипербазитовых комплексов и определения геодинамических условий их формирования в последние годы приобрело изучение закономерностей распределения в них редкоземельных элементов [Балашов,

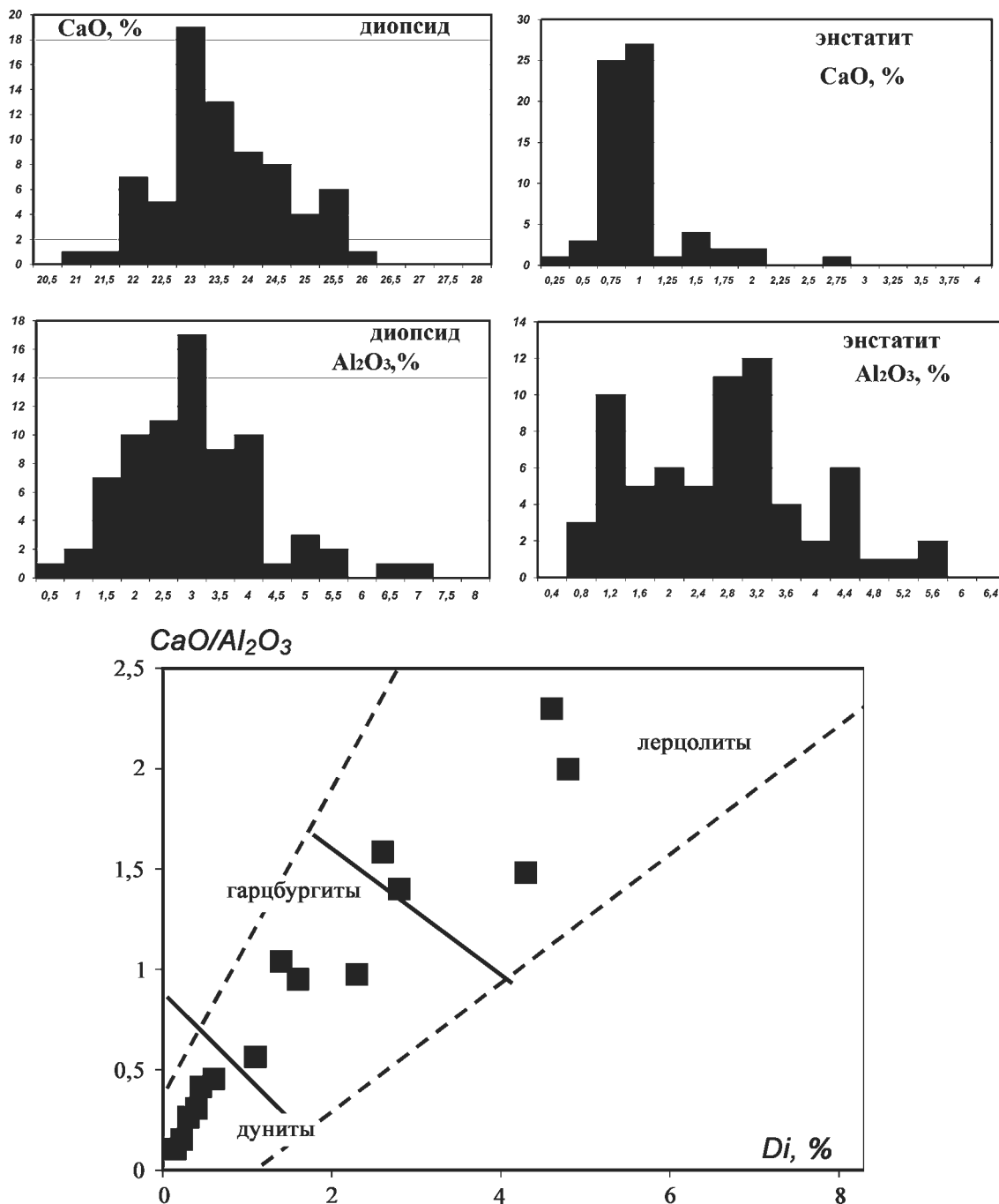


Рис. 3.1. Распределение CaO и Al₂O₃ в породообразующих пироксенах гипербазитов и модельная диаграмма Di — CaO/Al₂O₃

1976; Савельева, 1987; Магматические ..., 1988; Лазько и др., 1993; Ферштатер, Беа, 1996; Фролова, Бурикова, 1997; Семёнов, 1998 и др.]. Широкое использование данных о распределении РЗЭ в гипербазитах обусловлено рядом причин. Во-первых, лантаноиды являются инертными в значительном диапазоне вторичных преобразований ультраосновных пород, в первую очередь это относится к тяжелым РЗЭ. В связи с этим наиболее достоверные данные можно получить при интерпретации распределения лантаноидов ряда Sm – Lu. Во-вторых, в отличие от петрогенных окислов, содержание редкоземельных элементов в альпинотипных гипербазитах обнаруживает более значительные вариации в зависимости от геодинамических обстановок их образования; резко различаются состав и распределение лантаноидов в породах, образованных при магматической дифференциации и являющихся тугоплавким остатком (реститом). В-третьих, усовершенствование методов анализа, главным образом нейтронно-активационного, что позволяет определять концентрацию РЗЭ в породах до 0,00n г/т.

Для большинства гипербазитовых массивов Южного Урала характерна тесная пространственная ассоциация с габброидами. Последние либо образуют довольно крупные, часто дифференцированные тела в их эндоконтактных частях, либо слагают многочисленные дайки во внутренних частях массивов.

Очень редко на Южном Урале можно встретить офиолитовые комплексы, отвечающие по составу классической «триаде Штейнмана». Ближе всего к ней по строению офиолиты Хабарнинско-Кемпирсайской ассоциации, включающие альпинотипные

гипербазиты, полосчатый верлит-пироксенитовый комплекс, габбро, комплекс параллельных даек и подушечные базальты. Обычно из разрезов офиолитов выпадают отдельные члены, что связано как с интенсивно проявленными тектоническими процессами, так и с особенностями формирования самих комплексов.

В большинстве случаев отнесение пространственно ассоциирующих габбро и ультрабазитов к единой офиолитовой ассоциации на основании лишь геологических данных затруднительно. Чаще всего это связано со сложным тектоническим строением площадей развития офиолитов (например, в северной части Главного гипербазитового пояса или в Восточно-Уральской мегазоне). В этих случаях незаменимыми становятся петрогеохимические сопоставления. При изучении основных пород используется большее число петрогеохимических признаков, что связано в первую очередь с большим разнообразием их составов, а также с меньшей степенью вторичных преобразований.

Изучение петрогеохимии габброидов и гипербазитов проводилось в следующей последовательности. Сначала изучалось распределение в породах петрогенных элементов, на основании серии дискриминантных диаграмм сопоставлялись составы пород различных массивов, а также проводилось сопоставление основных и ультраосновных пород офиолитов Южного Урала с аналогичными породами, сформировавшимися в различных геодинамических обстановках. На следующей стадии для сходных по петрохимии комплексов проводилось сопоставление на основании анализа распределения в породах элементов-примесей, особое внимание при этом уделено редкоземельным элементам.

3.1. ГИПЕРБАЗИТЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

3.1.1. Массивы Крака

Массивы Крака сложены преимущественно шпинелевыми перидотитами (лерцолитами и гарцбургитами), в подчиненных количествах встречаются шпинель-плаггиоклазовые перидотиты и дуниты. Гипербазиты характеризуются высоким содержанием MgO (37–44%) и низкой железистостью ($f=8-12\%$), они обеднены легкоплавкими компонентами (TiO_2 , CaO, Al_2O_3 , Na_2O , K_2O). Вместе с тем, по сравнению с большинством гипербазитовых массивов Южного Урала, вариации и средние значения содержаний этих компонентов в породах массивов Крака заметно выше. Например, в шпинелевых перидотитах концентрация TiO_2 достигает 0,15%, а суммарное содержание щелочей — 1,5%.

В ряду лерцолит – гарцбургит – дунит постепенно снижаются содержания глинозема и окиси

кальция, что хорошо иллюстрирует табл. 3.1. Концентрации щелочей и титана в породах незначительны, поэтому их вариации при переходе от лерцолитов к дунитам выражены не так ярко.

Пересчет химических анализов пород на нормативный минеральный состав показывает, что содержания трех главных породообразующих минералов подвержены значительным колебаниям. В большинстве изученных образцов отмечается присутствие диопсида в количестве от 0,н% в гарцбургитах до 10–15% в лерцолитах (рис. 3.2). Наиболее значительные вариации данного показателя наблюдаются на массивах Северный и Средний Крака (2–15%, в среднем 5–7%), стабильнее он в породах Южного и Узьянского Крака (1–7%; в среднем 4–6%).

Концентрация нормативного оливина в ультрабазитах массивов Крака колеблется в пределах от 50 до 100%, при этом наиболее типичными

Таблица 3.1

Средние содержания петрогенных компонентов в альпинотипных гипербазитах массивов Крака

№	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	ппп
1	10	42,14	0,14	2,71	2,2	5,9	2,8	38,6	0,11	0,03	0,15	4,32
2	21	41,5	0,08	2,1	3,8	4,2	1,8	38,8	0,11	0,04	0,14	6,6
3	38	40,0	0,07	1,73	4,3	3,7	1,11	39,5	0,12	0,03	0,12	8,6
4	8	36,0	0,05	0,53	4,03	3,7	0,53	42,3	0,11	0,03	0,1	11,4
5	20	39,2	0,06	1,2	5,6	1,7	0,52	38,1	0,1	0,01	0,04	12,8
6	11	38,71	0,03	0,76	5,7	1,19	0,2	39,4	0,12	0,01	0,03	13,0
7	30	34,5	0,06	0,35	4,5	2,7	0,3	42,4	0,1	0,01	0,02	14,3
8	5	40,2	0,03	0,92	5,2	2,9	4,2	38,7	0,11	0,06	0,38	7,6
9	6	38,98	0,14	3,74	4,5	3,75	1,58	38,9	0,12	0,06	0,37	7,97
10	7	39,64	0,08	0,63	5,33	3,04	1,48	41,2	0,1	0,04	0,19	7,99
11	6	38,5	0,06	0,3	6,13	2,54	0,73	41,2	0,11	0,06	0,19	10,1
12	27	38,9	0,03	0,35	6,0	1,8	1,35	37,6	0,1	0,08	0,6	13,0
13	11	41,03	0,08	2,51	3,7	4,45	3,23	38,9	0,12	0,08	0,8	5,1
14	9	40,31	0,08	0,56	5,13	3,4	1,31	40,9	0,13	0,09	0,5	7,35
15	5	38,45	0,07	0,43	6,35	3,63	0,43	41,1	0,12	0,07	0,39	8,87
16	3	41,2	0,06	2,47	4,5	3,3	2,5	38,3	0,1	0,07	0,33	6,7
17	8	39,08	0,06	0,76	7,35	1,6	1,15	39,2	0,11	0,04	0,12	10,1
18	1	38,94	0,07	0,5	7,3	1,0	0,2	40,7	0,08	0,04	0,04	10,5
19	4	38,0	0,07	1,58	7,3	1,21	2,25	35,7	0,1	0,08	0,32	13,1
20	11	38,58	0,05	0,62	6,57	0,72	1,4	38,0	0,1	0,06	0,32	13,2
21	8	38,1	0,05	0,4	7,6	0,5	0,58	38,6	0,1	0,06	0,24	13,8
22	3	43,1	0,01	0,31	7,37		1,6	34,87	0,07	0,03	0,11	12,35
23	7	40,23	0,02	0,59	8,0		0,94	39,03	0,1	0,04	0,24	10,44
24	5	41,81	0,02	0,4	7,58		0,92	37,76	0,08	0,06	0,33	10,99

Примечание: 1–7 — анализы А.В. Клочихина и др. [1977 г.] (1 — лерцолиты, 2 — гарцбургиты, 3 — дунит-гарцбургиты, 4 — дуниты, 5 — серпентиниты апогарцбургитовые, 6 — серпентиниты аподунит-гарцбургитовые, 7 — серпентиниты аподунитовые); 8–24 — собственные анализы (8–12 — Средний Крака: 8 — клинопироксеновые гарцбургиты, 9 — плагиоклазовые перидотиты, 10 — гарцбургиты, 11 — дуниты, 12 — серпентиниты; 13–15 — Северный Крака: 13 — лерцолиты, 14 — гарцбургиты, 15 — дуниты; 16–21 — Южный Крака: 16 — лерцолиты, 17 — гарцбургиты, 18 — дуниты, 19 — серпентиниты аполерцолитовые, 20 — серпентиниты апогарцбургитовые, 21 — серпентиниты аподунитовые; 22–24 — Узьянский Крака: 22 — клинопироксеновые гарцбургиты, 23 — гарцбургиты, 24 — дуниты). Здесь и далее содержания петрогенных окислов — в вес. %, элементов-примесей — в г/т

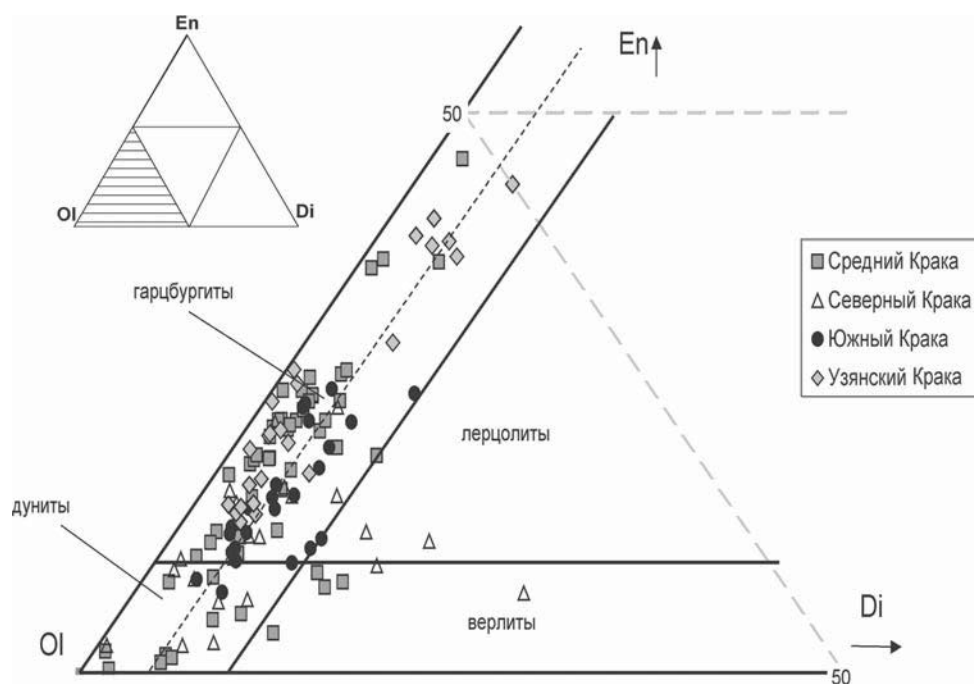


Рис. 3.2. Диаграмма En—Di—Ol для реститовых гипербазитов массивов Крака

являются перидотиты с 70–90-процентным содержанием минерала. На массиве Южный Крака этот показатель самый стабильный (70–90%), более значительные вариации его характерны для Узьянского (50–85%), Северного (70–100%) и Среднего (50–100%) Крака.

Следует отметить, что данные нормативных пересчетов в целом сопоставимы с модальным составом пород, некоторые расхождения наблюдаются лишь для дунитов. По петрохимическому составу большая их часть попадает в поле гарцбургитов с содержанием оливина 80–90%.

Анализ вариаций отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в лерцолитах и гарцбургитах массивов Крака показал

следующее. Для перидотитов всех четырех массивов характерны стабильно высокие значения рассматриваемого показателя, что говорит о широком развитии парагенезисов с участием клинопироксена (рис. 3.3). Этот факт свидетельствует в свою очередь, о низкой степени истощения пород легкоплавкими компонентами (деплетированности). На основании обработки большого количества аналитических данных построена статистическая гистограмма (рис. 3.4).

Из анализа гистограммы следует, что наиболее распространенными в альпинотипных гипербазитах массивов Крака являются значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,8–1,6$, характерные для слабодепле-

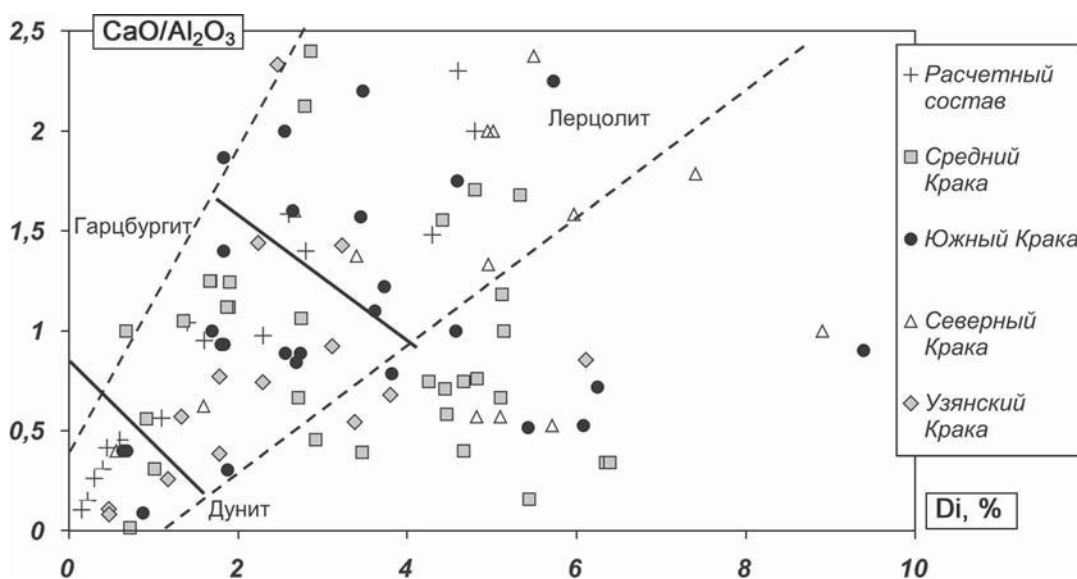


Рис. 3.3. Диаграмма $\text{Di} - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ для реститовых гипербазитов массивов Крака

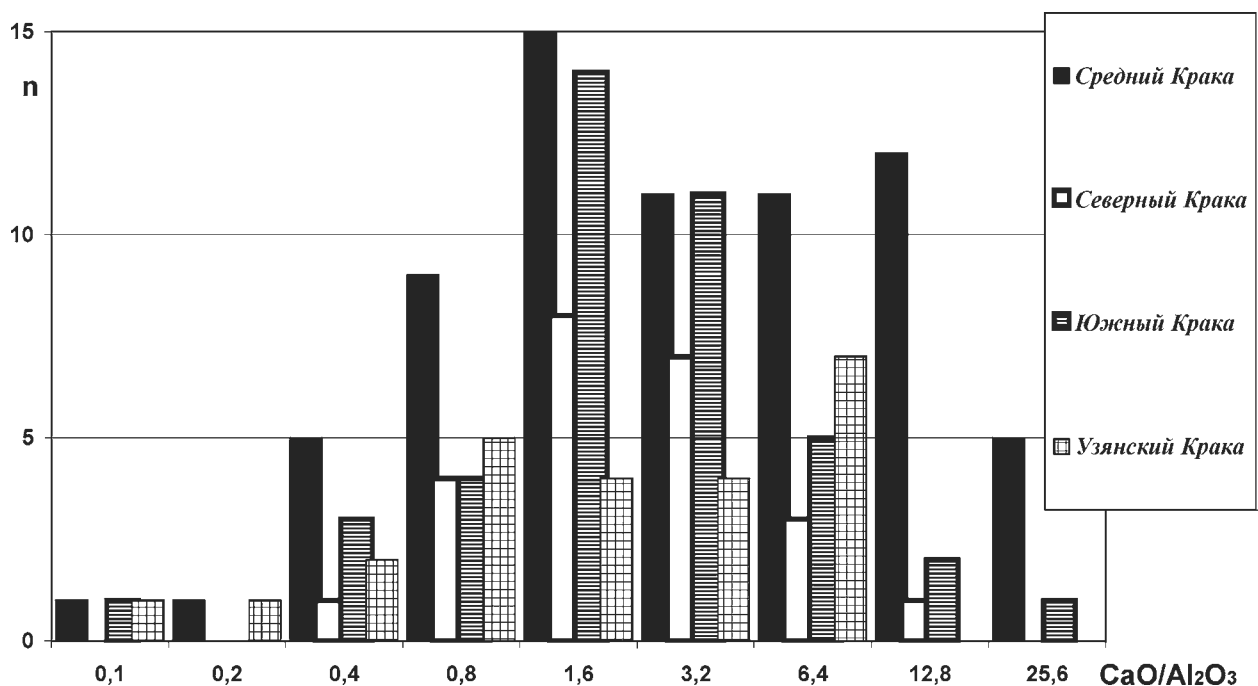


Рис. 3.4. Гистограмма распределения отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в альпинотипных гипербазитах массивов Крака

тированных лерцолитов и клинопироксеновых гарцбургитов. Несколько меньшим развитием пользуются породы со значениями данного показателя 0,4–0,8 (гарцбургиты и дунит-гарцбургиты) и 1,6–6,4 (лерцолиты). Характер распределения отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в перидотитах массива Средний Крака несколько отличается от такового массивов Северный и Южный Крака. Здесь фиксируется два максимума значений: главный (0,8–1,6), который совпадает с максимумами для двух других массивов и второстепенный (6,4–12,8). Второй максимум соответствует клинопироксеносодержащим дунитам, для которых характерно очень низкое содержание Al_2O_3 . Эти породы чаще всего встречаются вблизи границы с полосчатым верлит-клинопироксенитовым комплексом и в пределах хромитовых месторождений Правосаксейской рудоносной зоны.

Из элементов-примесей в альпинотипных гипербазитах в заметных количествах присутствуют лишь тугоплавкие сидерофильные: хром, никель и кобальт. Хром в гипербазитах встречается в двух позициях: 1) в виде примеси в пироксенах (в оливине его содержание ничтожно мало) и 2) в виде минералообразующего компонента в хромшпинелиде. Это отражается на характере распределения Cr в породах, обуславливая его высокую дисперсию. На статистической гистограмме распределения хрома в реститовых гипербазитах массивов Крака (рис. 3.5) отсутствует четкий максимум частоты встречаемости значений. В большей степени содержание Cr в породе контролируется густотой вкрапленности акцессорного хромшпинелида, в меньшей — его хромистостью и менее всего зависит от хромистости силикатов.

Никель и кобальт в породах присутствуют только в виде изоморфных примесей в силикатах. Наиболее высокие содержания Ni и Co характерны для оливина, поэтому их концентрация постепенно возрастает от лерцолитов к дунитам. На статистических гистограммах распределения содержаний этих элементов наблюдаются четкие максимумы встречаемости (рис. 3.6, 3.7). Для никеля наиболее распространенным является содержание 0,2–0,25%, для кобальта — 0,009–0,01%.

Диаграмма Ni — Co также иллюстрирует сказанное выше, а именно, что для гипербазитов массивов Крака характерны незначительные вариации содержаний рассматриваемых элементов (рис. 3.8). Выделенная область значений соответствует составам наиболее распространенных пород массивов — клинопироксеновых гарцбургитов. При этом минимальные содержания Ni и Co характерны для перидотитов Северного Крака, более высокие содержания никеля встречаются в дунитах и дунит-гарцбургитах Среднего Крака. В аналогичных породах Южного Крака обнаруживается несколько более высокое содержание кобальта. Содержание Co и Ni в гипербазитах Узьянского Крака полностью соответствует среднестатистическому для массивов в целом.

Гипербазиты всех четырех массивов Крака характеризуются субхондритовым типом распределения РЗЭ с незначительно проявленной тенденцией к обеднению средними лантаноидами при положительной европиевой аномалии (рис. 3.9,

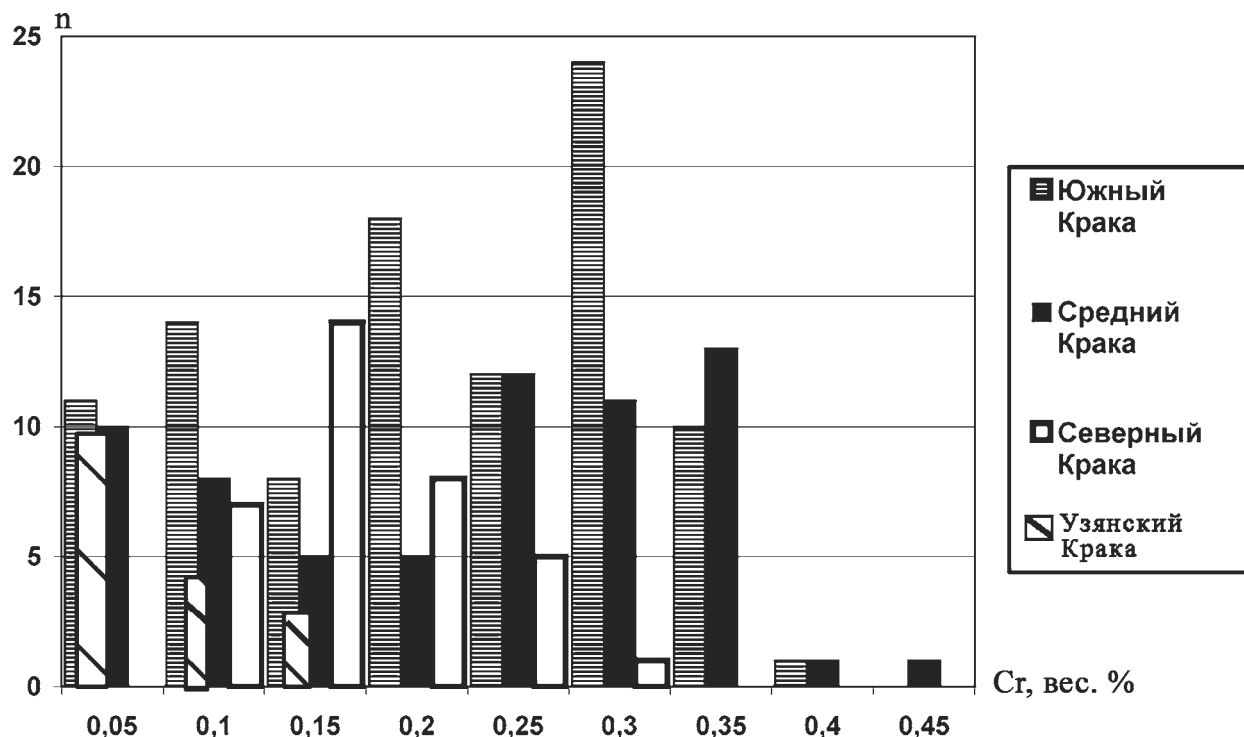


Рис. 3.5. Статистическая гистограмма распределения содержаний хрома в реститовых гипербазитах массивов Крака

табл. 3.2). По этим показателям они близки к ультрабазитовым ксенолитам из базальтов континентальных рифтов. В породах габброидного комплекса массивов Крака наблюдается обогащение средними РЗЭ при отрицательной аномалии европия. От меланократовых к лейкократовым габбро происходит постепенное увеличение концентрации легких РЗЭ.

Геохимические особенности габброидов и пород полосчатого комплекса массива Средний Крака подробно были нами рассмотрены ранее [Савельев и др., 2000; Сначёв и др., 2001, Савельев, Савельева, 2001 и др.], поэтому ниже мы кратко охарактеризуем основные породы массива Южный Крака, образующие многочисленные дайки среди шпинелевых перидотитов и пород дунит-гарцбургитового комплекса.

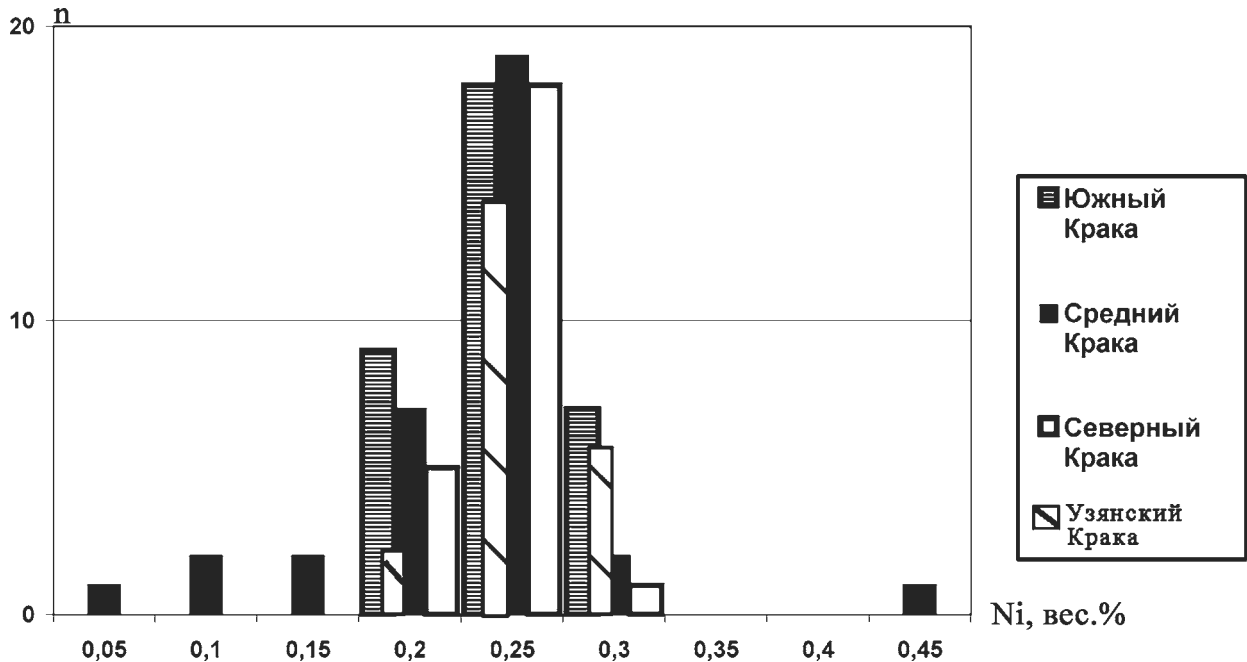


Рис. 3.6. Статистическая гистограмма распределения содержаний никеля в реститовых гипербазитах массивов Крака

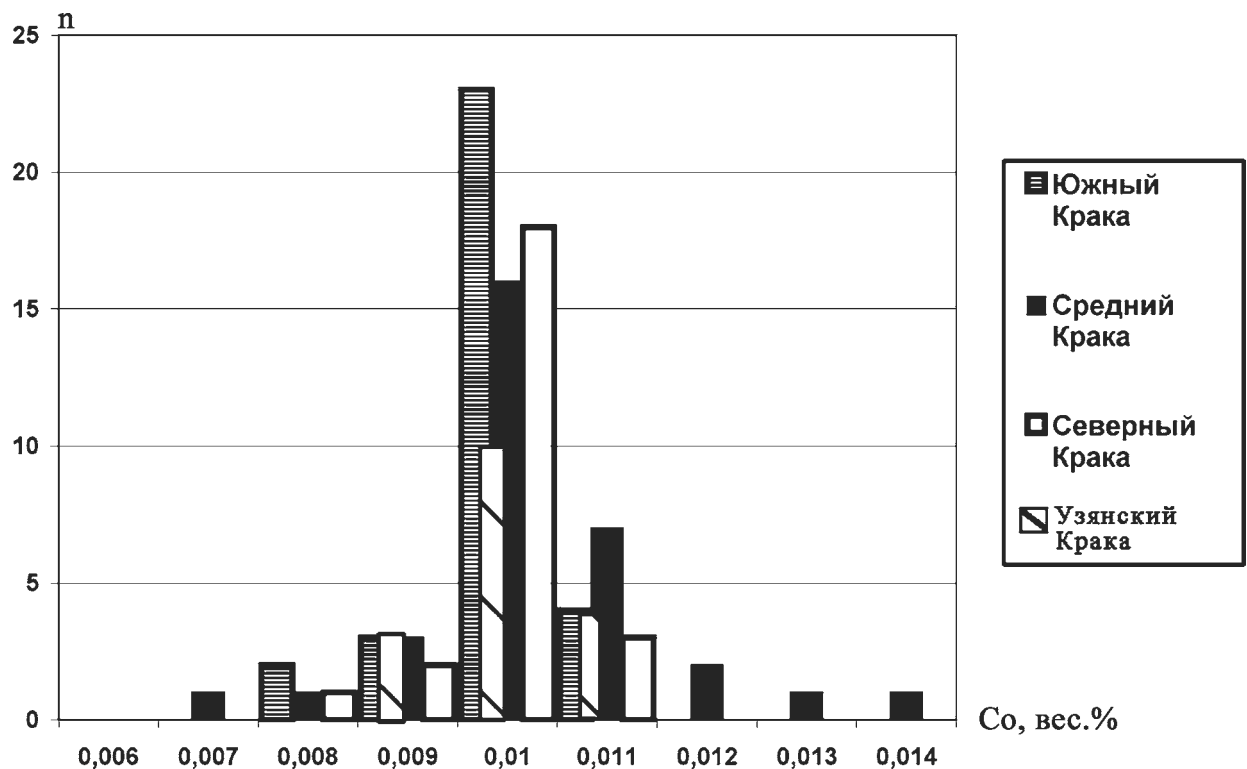


Рис. 3.7. Статистическая гистограмма распределения содержаний кобальта в реститовых гипербазитах массивов Крака

По петрохимическим характеристикам габброиды относятся к умеренно-глиноземистым и умеренно-низкотитанистым разновидностям и принадлежат к толеитовому ряду. Лишь в роговообманковых габбро обнаруживается субщелочной уклон (рис. 3.10, табл. 3.3). В целом содержание TiO_2 в них несколько повышено по сравнению с типично офиолитовыми габбро, почти все фигуративные точки, характеризующие соотношение $(Na_2O + K_2O) - TiO_2$

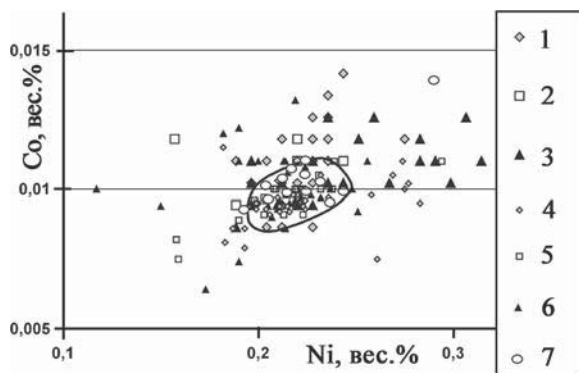


Рис. 3.8. Диаграмма Ni—Co для реститовых гипербазитов массивов Крака

Условные обозначения: 1–3 — по А.В. Клочихину, В.В. Радченко, А.В. Бурыченко [1969 г.]; 4–7 — по В.И. Сначёву, Д.Е. Савельеву, М.В. Рыкусу [2001]; 1, 4 — Южный Крака; 2, 5 — Северный Крака; 3, 6 — Средний Крака; 7 — Узянский Крака

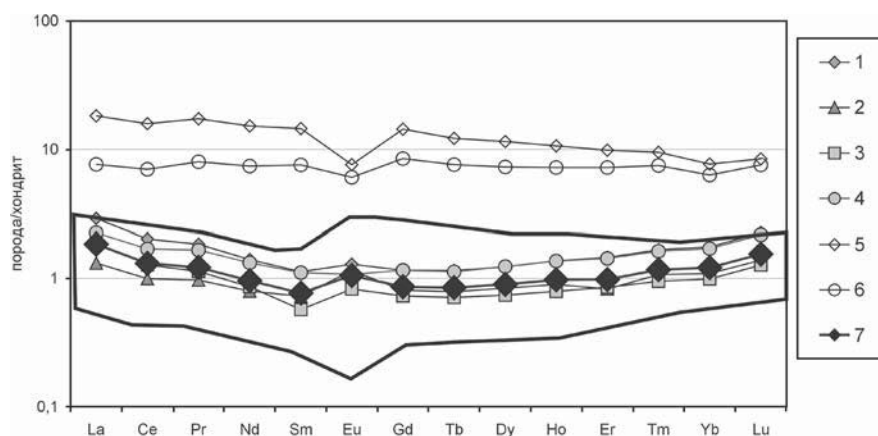


Рис. 3.9. Распределение РЗЭ в породах массивов Крака

Условные обозначения: 1–4 — средние содержания РЗЭ_N в реститовых гипербазитах Северного (1), Среднего (2), Южного (3) и Узянского (4) Крака, 5 — среднее содержание РЗЭ в габброидах, 6 — среднее содержание РЗЭ в верлитах и клинопироксенитах полосчатого комплекса Среднего Крака, 7 — среднее для реститов массивов Крака, контурной линией ограничено поле наиболее распространенных значений РЗЭ_N (>80% анализов)

Содержание редкоземельных элементов в породах массивов Крака

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n	6	9	9	7	16	2	4	4	7
La	0,36	0,74	2,16	39,01	0,63	2,60	0,77	5,59	0,92
Ce	0,69	2,17	6,07	65,30	1,13	6,50	1,57	13,50	1,74
Pr	0,08	0,34	0,97	6,62	0,13	0,96	0,20	1,91	0,21
Nd	0,33	1,89	5,53	22,80	0,56	4,81	0,86	8,97	0,86
Sm	0,10	0,72	2,30	5,46	0,09	1,66	0,25	2,84	0,23
Eu	0,02	0,17	0,55	0,96	0,06	0,49	0,09	0,58	0,10
Gd	0,18	1,07	3,41	5,93	0,22	2,63	0,36	4,12	0,35
Tb	0,03	0,19	0,05	0,06	0,04	0,41	0,06	0,61	0,06
Dy	0,21	1,00	3,23	4,68	0,23	2,48	0,42	3,62	0,41
Ho	0,05	0,23	0,73	1,00	0,06	0,57	0,11	0,79	0,11
Er	0,16	0,66	2,10	2,54	0,18	1,69	0,33	2,20	0,34
Tm	0,03	0,10	0,33	0,36	0,03	0,27	0,06	0,33	0,06
Yb	0,18	0,58	1,84	1,82	0,21	1,44	0,39	1,73	0,40
Lu	0,03	0,10	0,32	0,29	0,04	0,27	0,08	0,30	0,08

Примечание: 1–4 — Средний Крака (1 — альпинотипные перидотиты и дуниты, 2 — верлиты и клинопироксениты, 3 — габбро меланократовое, 4 — габбро лейкократовое); 5 — дуниты и гарцбургиты (Южный Крака), 6–7 — Узянский Крака (6 — габброиды, 7 — дуниты и гарцбургиты); 8–9 — Северный Крака (8 — габброиды, 9 — альпинотипные перидотиты и дуниты)

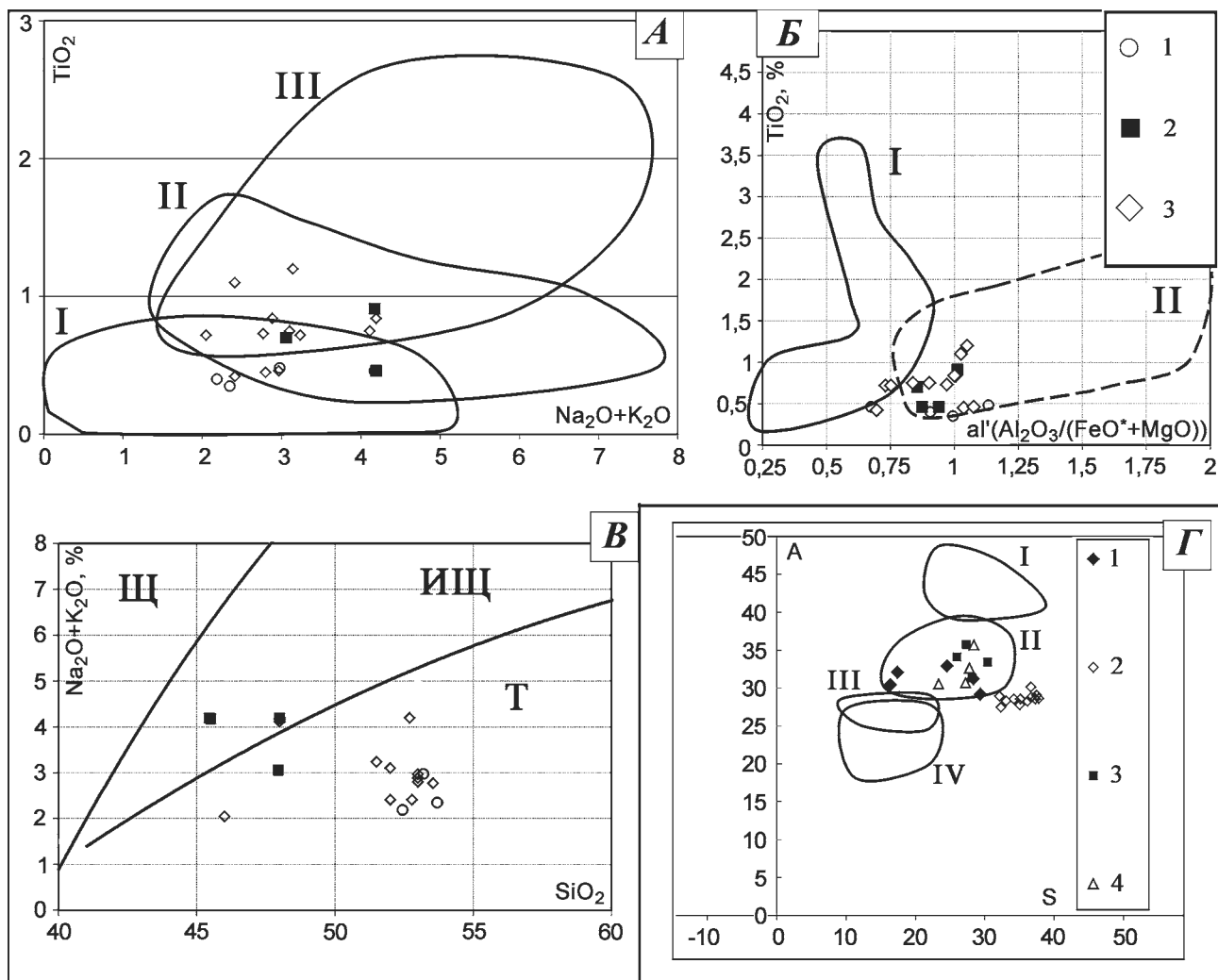


Рис. 3.10. Положение химических составов габброидов массива Южный Крак на диаграммах $al' - TiO_2$, $(Na_2O + K_2O) - TiO_2$, $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ и $A - S$

Условные обозначения для А–В: 1 — габбро, 2 — габбро роговообманковое, 3 — габбро-диабазы; на диаграмме $(Na_2O + K_2O) - TiO_2$ — поля составов габброидов: I — дунит-гарцбургитовая формация (офиолитовая), II — дунит-пироксенит-габбровая формация, III — габбро-гранитная формация; на диаграмме $al' - TiO_2$ поля составов габброидов зон растяжения (I) и сжатия (II); серии — толеитовая (Т), субщелочная (СЩ) и щелочная (Щ); **для Г:** 1 — гранатовые габброиды, 2 — габбро-диабазы субширотных поясов, 3 — габбро роговообманковые, 4 — габбро-диабазы, обнажающиеся на продолжении меридионального пояса роговообманковых габброидов. Поля составов: I — гроспидиты из кимберлитов, II — эклогиты из кимберлитов, III — эклогиты из базальтов, IV — меланократовые эклогиты и гранатовые пироксениты в кимберлитах (по С.В. Ефремовой, К.Г. Стафееву [1985])

на южном и северном продолжениях меридионального пояса, сложенного амфиболовыми габброидами. Для них характерна повышенная меланократовость. Второй тип, представленный лейкократовыми породами, является более распространенным среди габбро-диабазов.

В нескольких обнажениях в пределах Апшакской и Мало-Башартовской площадей обнаружены гранатовые габброиды. По петрографическому составу они близки к гранатовым гранулитам, а по петрохимическим параметрам $A - S$ данные породы близки к более меланократовым габброидам массива Южный Крак, а также они полностью попадают в поле эклогитов из кимберлитов.

В меланократовых разновидностях фиксируются высокие содержания магния (11,8–16,6%)

и кальция (11,6–18,5%), а в образцах, обогащенных плагиоклазом, повышено содержание глинозема до 25% (табл. 3.4). Судя по 1 анализу монофракции граната, в его составе заметную роль играет пироповый компонент (содержание MgO 9,4%). В пробе повышено содержание SiO_2 , что скорее всего связано с тонкозернистыми включениями кварца.

Рассмотренные в настоящем разделе геохимические особенности пород массивов Крак позволяют сделать следующие выводы.

Альпинотипные гипербазиты массивов Крак являются слабодеплетированными. Содержание в них базальтоидных компонентов (Са и Al), а также РЗЭ выше, чем в большинстве аналогичных пород офиолитовых комплексов Южного Урала и гипербазитах драгированных в срединно-океанических

Химический состав габброидов массива Южный Крака

№ п/п	№ обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма
1	A-505	47,95	0,7	16,4	11,4	0,15	7,8	11,6	2,93	0,1	0,2	99,23
2	A-658	45,51	0,91	17,6	7,4	0,05	10	13,8	4,05	0,1	0,1	99,52
3	A-695	48	0,46	16,25	9,3	0,14	8	12,7	4,05	0,1	1	100
4	A-721/2	45,45	0,46	16,68	11,3	0,17	7,8	12,9	4,05	0,1	0,8	99,71
5	A-798-3	48	0,75	16	10,3	0,1	8,8	12,78	4,05	0,1	0,1	100,98
6	A-800/2	46	0,72	16,06	13	0,14	9	12,2	1,93	0,1	1,02	100,17
7	ЮК-1077/1	53,55	0,73	16,3	10,8	0,13	6	9	2,7	0,05	0,2	99,46
8	ЮК-1077/2	52,78	1,1	15,61	10,4	0,14	4,82	11,86	2,31	0,08	0,44	99,54
9	A-583/1	52	0,42	13,5	9,4	0,12	10	11,36	2,31	0,08	0,78	99,97
10	A-635	51,5	0,72	14	9	0,12	9,6	11,64	3,15	0,08	0,86	100,67
11	ЮК-1702/2	53	0,84	17,5	11,4	0,11	6	7,1	2,75	0,1	0,76	99,56
12	ЮК-1685/3	52,7	0,84	17	11	0,12	6	7,1	4,05	0,1	0,9	99,81
13	ЮК-1622/2	52,45	0,4	16,3	10,8	0,09	7,2	9,9	2,12	0,05	0,4	99,71
14	ЮК-1039/2	53	0,45	17	9,8	0,11	6,6	8,52	2,7	0,05	1,32	99,55
15	A-641	48	0,46	13,68	11,3	0,15	9	12,7	4,05	0,1	0,8	100,24
16	ЮК-1608/2	53,2	0,48	17,9	9,8	0,09	6	7,1	2,8	0,1	1,94	99,41
17	ЮК-1607	53	0,46	17	9,8	0,07	6	8,52	2,8	0,1	1,82	99,57
18	A-839/3	52	0,75	16,5	10,3	0,11	8	8,52	2,88	0,2	0,3	99,56
19	ЮК-1632/1	53,7	0,35	16,3	9,8	0,1	6,6	9,6	2,12	0,2	0,9	99,67
20	ЮК-984/1	45	1,2	16,9	9,5	0,11	6,6	14,7	3,04	0,01	2,32	99,38

Примечание: 1–4 — габбро роговообманковое; 5–17 — габбро-диабазы офитовой структуры, со свежим плагиоклазом, зональным (14–17) и аксессуарным ортитом (17, 18); 18–20 — измененные габброиды

хребтах. По геохимическим особенностям альпино-типные гипербазиты массивов Крака сопоставимы со слабо истощенными мантийными породами, слагающими корневые части континентально-рифтогенных структур.

Габброиды представлены несколькими разновидностями. На массиве Средний Крака они слагают довольно крупное дифференцированное тело в ассоциации с клинопироксенитами и верлитами. Здесь наибольшим распространением пользуются полосчатые (гнейсовидные) мелкозернистые ме-

ланогаббро, крупнозернистые габбро и габбро-диориты, а также диабазовые дайки. Породы обогащены РЗЭ по сравнению с типичными офиолитовыми габброидами, с ростом содержания SiO₂ в породах повышается концентрация легких лантаноидов.

На массивах Южный и Узьянский Крака габброиды развиты в виде многочисленных мало-мощных даек, сложенных преимущественно двумя разновидностями габброидов: роговообманковым мелкозернистым габбро и габбро-диабазами. Для пород характерно относительно высокое содержание РЗЭ, умеренно-низкая титанистость. Наличие на массивах тел гранатовых габброидов говорит о глубинном характере формирования разреза в целом.

Таблица 3.4

Химический состав гранатовых габбро массива Южный Крака

	1	2	3	4	5
	A-770	A-771/3	ЮК-1178/2	A-771/1-П	A-770-ГР
SiO ₂	42,6	50,0	43,0	46,0	48,1
TiO ₂	0,16	0,29	0,53	0,29	0,20
Al ₂ O ₃	25,0	16,0	15,9	13,1	16,9
ΣFeO	17,1	8,5	8,2	6,0	10,3
MnO	0,52	0,12	0,11	0,07	0,11
MgO	8,6	11,8	16,6	15,0	9,4
CaO	4,9	11,6	14,5	18,5	12,8
Na ₂ O	0,06	1,38	1,93	1,30	1,20
K ₂ O	0,20	0,10	0,01	0,20	0,08
ппп	0,10	0,70	0,60	0,10	0,84
Сумма	99,24	100,53	101,39	100,52	99,91

Примечание: 1–3 — гранатовые габброиды (Gr-Pl-Orх-Cpx состава), 4 — вебстерит, 5 — монофракция граната

3.1.2. Гипербазиты зоны Уралтау

Геохимическая характеристика ультрабазитов и ассоциирующих с ними габброидов и метабазальтов приводится ниже главным образом по данным исследований, проведенных нами в северной части зоны Уралтау (Кириябинский, Бирсинский и Абдулкасимовский комплексы). Для сопоставления привлечены данные по гипербазитам южной части зоны (Бзаубашский, Иткуловский массивы) и ультраосновным породам Тирлянской мульды (табл. 3.5).

Гипербазиты рассматриваемой структурно-формационной зоны представлены, как правило,

Химический состав ультраосновных и основных пород зоны Уралтау

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп
1	9	40,67	0,06	1,14	4,93	1,46	0,08	36,02	1,75	0,12	0,05	13,00
2	10	38,54	0,26	3,08	5,08	4,27	0,04	37,26	0,05	0,06	0,01	10,54
3	11	38,68	0,12	2,91	6,27	2,50	0,05	36,86	0,63	0,10	0,32	11,43
4	9	46,45	0,66	14,78	3,83	5,34	0,15	10,87	13,25	1,35	0,30	2,43
5	4	48,04	0,31	9,33	2,00	5,65	0,09	16,54	13,74	0,58	0,09	3,48
6	4	38,06	0,16	3,44	7,17	4,79	0,15	33,40	1,39	0,04	0,02	11,24
7	2	37,33	0,06	0,40	10,70	2,05	0,10	34,90	2,13	0,06	0,04	12,31
8	3	41,01	0,06	1,30	4,68	1,58	0,08	38,96	0,35	0,02	0,02	11,63
9	1	45,10	—	3,30	8,60	5,75	0,51	27,44	1,58	—	—	4,90
10	1	41,40	0,04	0,97	3,96	1,30	0,09	39,10	0,70	0,02	0,02	12,30
11	1	45,10	—	3,30	8,60	5,75	0,51	27,44	1,58	—	—	4,90
12	1	39,00	1,28	20,80	12,60	—	0,31	6,00	16,20	0,20	—	3,50
13	1	41,10	0,04	0,64	8,60	—	0,06	38,00	0,84	0,02	—	10,50

Примечание: 1–3, 6–8, 10 — гипербазиты, 4 — габбро, 5, 9, 11 — пироксениты, 12 — метагаббро, 13 — метаультрабазит; 1 — Тирлянский, 2 — Абдулкасимовский, 3 — Бирсинский, 4–6 — Кирябинский, 7 — Бзаубашский, 8–9 — Кеуштинский, 10–11 — Иткуловский, 12–13 — Ташлинский. При составлении таблицы использованы данные работ И.И. Эдельштейна [1964 г.], В.И. Козлова [1964 г.], А.А. Алексеева [1976], М.В. Рыкуса, В.И. Сначёва, Р.А. Насибуллина и др. [2002]

полностью серпентинизированными породами. Серпентиниты при пересчете их химических составов на нормативный минеральный состав на диаграмме ОI — En — Di практически всегда попадают в поле гарцбургитов (рис. 3.11), единичные образцы обнаруживают аподунитовую и аповерлитовую природу. В большинстве образцов содержание нормативного диопсида не превышает 2–3%. Породам Абдулкасимовского массива свойственна относительно высокая железистость, не типичная для магнезиальных гипербазитов, достигающая значений 10–12,5% и даже в некоторых образцах до 16–18%.

Тирлянский массив, являющийся северным продолжением Медногорско-Кракинского пояса, включает в себя преимущественно серпентиниты и подчиненные им тела пироксенитов и габбро. По сравнению с гипербазитами рассмотренных выше массивов, нормативный минеральный состав тирлянских гипербазитов варьирует в более широких пределах — от вебстеритов и верлитов до гарцбургитов. Максимальное содержание норма-

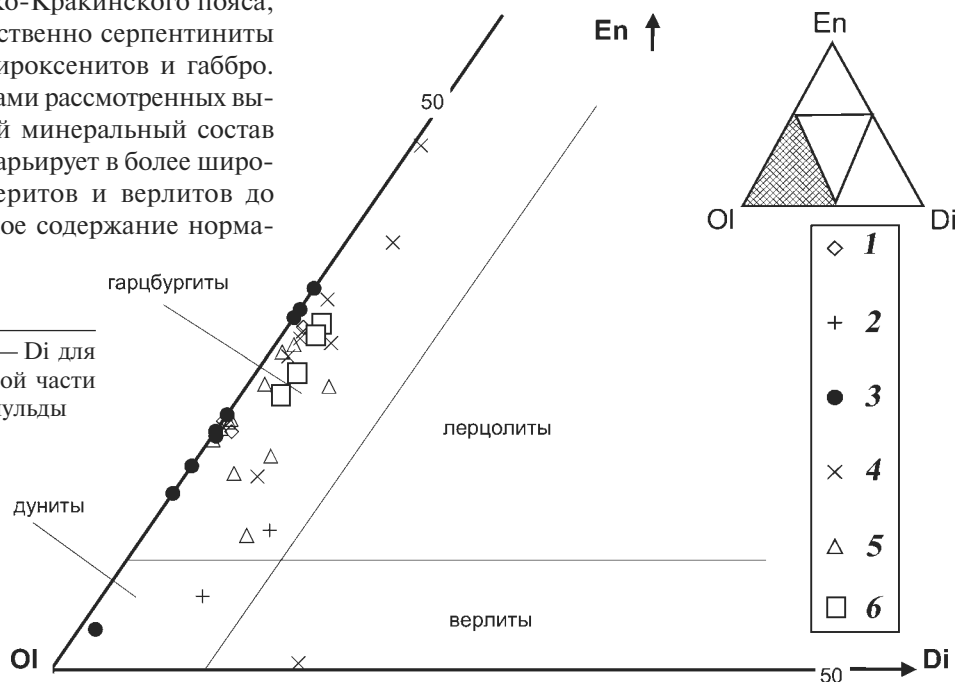
тивного оливина в единичных пробах достигает 80–85%, в среднем же оно составляет 65–70%.

Для гипербазитов Тирляна характерны значительные вариации содержаний почти всех петрогенных компонентов: Al₂O₃ (0,52–16,01%), CaO (0,14–7,64%), TiO₂ (0,01–0,94%), а также отношения SiO₂/(MgO + FeO + Fe₂O₃). Отмечаются устойчиво низкие концентрации щелочей: Na₂O 0,01–0,82% и K₂O от менее 0,01 до 0,11% (в одной пробе до 0,21%). Железистость серпентинитов колеблется незначительно: от 6,24% до 9,5%.

Самые низкие содержания CaO зафиксированы в гипербазитах Абдулкасимовского массива (в среднем 0,05%), в Бирсинском, Кеуштинском

Рис. 3.11. Диаграмма ОI — En — Di для ультраосновных пород северной части зоны Уралтау и Тирлянской мульды

Условные обозначения: 1 — Кирябинский, 2 — Бзаубашский, 3 — Абдулкасимовский, 4 — Тирлянский, 5 — Бирсинский, 6 — Кеуштинский массивы



и Иткуловском массивах оно, как правило, менее 1%. Более значительные концентрации СаО отмечаются в ультрабазитах Тирлянского (1,75%), Кирябинского (1,39%) и Бзаубашского (2,13%) массивов. Содержание нормативного оливина в породах варьирует более значительно — от 65 до 90%, в единичных пробах оно более 90% и менее 60%. Наибольшие колебания состава характерны для Бирсинского и Абдулкасимовского массивов зоны Уралтау и для гипербазитов Тирлянской мульды. Все изученные ультрабазиты и габброиды принадлежат к серии нормальной щелочности. В ультраосновных породах содержание Na₂O и K₂O составляет менее 0,1%.

Ультрабазиты Тирляна и Абдулкасимова характеризуются высокой дисперсией концентраций

хрома и никеля (табл. 3.6, рис. 3.12). В тирлянских серпентинитах содержание хрома колеблется в пределах 428–2644 г/т, никеля — 260–3250 г/т, в абдулкасимовских эти же показатели составляют соответственно 145–3387 г/т и 500–3070 г/т. В серпентинитах Бзаубашского массива содержание тугоплавких сидерофильных элементов стабильно высокое: хрома 2511–2713 г/т, никеля 2790–3150 г/т (табл. 3.7). Несколько ниже значение данных показателей в породах Бирсинского массива (соответственно 1807–2584 г/т и 1440–2340 г/т). Кобальт в ультраосновных породах рассматриваемых комплексов зоны Уралтау и Тирлянской мульды распределен более равномерно, его концентрация в серпентинитах изменяется в пределах 70–140 г/т.

Таблица 3.6

Содержание РЗЭ, Cr, Ni и Co в метабазах и гипербазитах района д. Абдулкасимова

№ обр	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	11,2	4,58	11,0	0,74	1,04	1,44	0,93	0,43	0,16
Ce	27,9	11,9	25,1	1,42	2,23	2,65	1,58	1,21	0,43
Pr	4,0	1,72	3,46	0,16	0,28	0,28	0,15	0,19	0,07
Nd	20,3	8,48	15,3	0,63	1,19	1,05	0,5	1,04	0,4
Sm	6,67	2,81	4,73	0,16	0,36	0,27	0,11	0,4	0,15
Eu	6,07	2,82	2,74	0,17	0,016	0,11	0,58	0,02	0,066
Gd	7,78	3,99	7,45	0,34	0,56	0,54	0,2	0,7	0,3
Tb	1,09	0,57	1,24	0,06	0,09	0,11	0,04	0,13	0,054
Dy	5,77	3,18	7,92	0,47	0,58	0,81	0,28	0,86	0,4
Ho	1,19	0,68	1,88	0,13	0,14	0,23	0,08	0,22	0,11
Er	2,98	1,83	5,7	0,45	0,41	0,87	0,25	0,71	0,34
Tm	0,41	0,26	0,89	0,08	0,06	0,17	0,05	0,13	0,062
Yb	1,88	1,35	5,22	0,59	0,39	1,2	0,32	0,79	0,43
Lu	0,3	0,22	0,95	0,12	0,07	0,26	0,06	0,15	0,083
TR	97,5	44,4	93,58	5,53	7,42	9,99	5,13	6,98	3,055
Cr	940	1196	583	1983	2515	2175	145	3387	2714
Co	77	90	87	141	80	104	73	112	109
Ni	1110	880	710	3070	1370	1940	500	2060	2090

Примечание: 1–3 — метабазахы, 4–9 — гипербазиты. По М.В. Рыкусу, В.И. Сначёву, Р.А. Насибуллину и др. [2002].

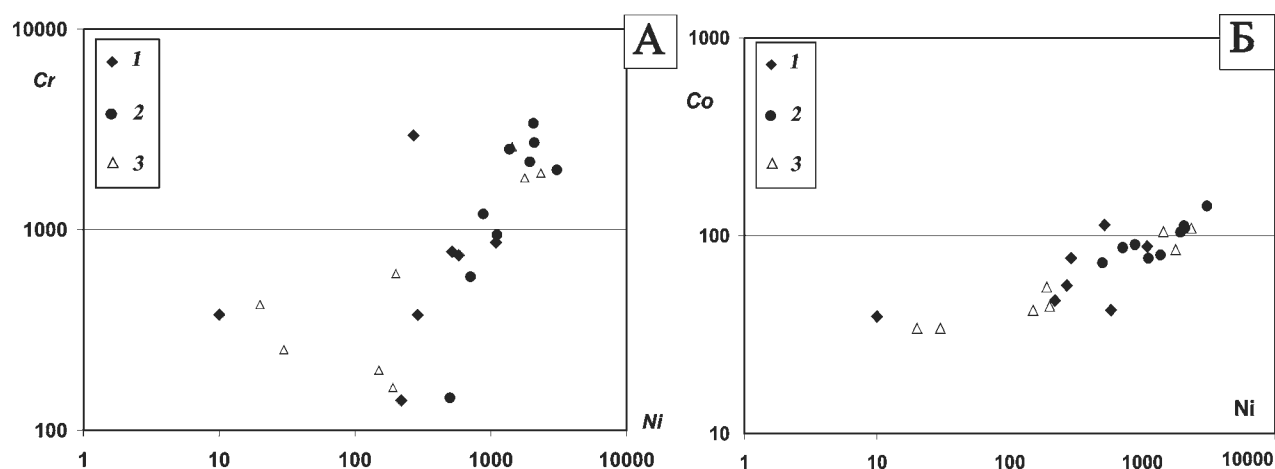


Рис. 3.12. Диаграммы Ni—Co и Ni—Cr для ультраосновных и основных пород северной части зоны Уралтау
Условные обозначения: 1–3 — Кирябинский, Абдулкасимовский, Бирсинский комплексы

Таблица 3.7

Содержание PЗЭ, Cr, Ni и Co в метабазах, габброидах и гипербазитах Бирсинского и серпентинитах Бзаубашского массивов

№ обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	0,79	1,32	1,01	10,30	22,50	0,26	0,84	1,66	0,09	1,40
Ce	2,73	3,77	3,01	25,20	49,60	0,54	1,71	2,48	0,23	2,11
Pr	0,56	0,65	0,54	3,56	6,51	0,07	0,20	0,23	0,04	0,20
Nd	3,93	3,74	3,28	17,90	29,80	0,26	0,81	0,70	0,19	0,61
Sm	1,86	1,45	1,23	5,57	8,88	0,07	0,22	0,15	0,06	0,13
Eu	1,02	0,32	0,18	0,18	2,71	0,02	0,20	0,43	0,14	0,15
Gd	2,67	1,6	1,48	7,40	10,70	0,12	0,36	0,28	0,14	0,21
Tb	0,37	0,22	0,19	1,12	1,74	0,02	0,07	0,05	0,03	0,04
Dy	2,02	1,2	1,03	6,52	10,20	0,16	0,49	0,41	0,27	0,26
Ho	0,43	0,24	0,2	1,42	2,30	0,04	0,14	0,11	0,09	0,07
Er	1,1	0,62	0,51	4,00	6,76	0,14	0,48	0,38	0,34	0,21
Tm	0,16	0,084	0,065	0,57	1,02	0,03	0,09	0,07	0,08	0,04
Yb	0,8	0,43	0,33	3,10	5,70	0,16	0,62	0,48	0,62	0,24
Lu	0,13	0,063	0,047	0,50	0,97	0,03	0,13	0,10	0,15	0,05
TR	18,57	15,71	13,10	87,34	159,4	1,91	6,36	7,53	2,46	5,70
Cr	423	603	252	163	199	1807	2584	1911	2713	2511
Co	34	44	34	55	42	85	104	109	118	92
Ni	20	200	30	190	150	1780	1440	2340	2790	3150

Примечание: 1–3 — габброиды (р. Бирся), 4–5 — метабаза (р. Бирся), 6–8 — гипербазиты (р. Бирся), 9–10 — серпентиниты (Бзаубаш). По М.В. Рыкусу, В.И. Сначёву, Р.А. Насибуллину и др. [2002]

Для всех изученных гипербазитов зоны Урала характерны невысокие содержания редкоземельных элементов, сумма их варьирует в пределах 1,9–10,0 г/т (табл. 3.6–3.8, рис. 3.13). Значительно выше данный показатель в ультраосновных поро-

дах Тирлянской мульды (24,6–27,2 г/т). В серпентинитах Бирсинского и Кирябинского массивов зафиксирован субхондритовый тип распределения редкоземельных элементов, наибольшие вариации хондрит-нормированных значений характерны

Таблица 3.8

Содержание PЗЭ, Cr, Ni и Co в габброидах и пироксенитах Кирябинского массива и серпентинитах Тирлянской мульды

№ обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	21,60	0,60	0,51	3,30	2,41	0,10	1,00	4,55	0,57
Ce	44,10	2,03	1,48	7,90	4,30	0,34	1,70	9,50	2,24
Pr	5,40	0,43	0,24	1,02	0,48	0,07	0,17	1,12	0,54
Nd	22,50	3,10	1,33	4,50	1,70	0,50	0,57	4,44	4,40
Sm	6,23	1,47	0,50	1,29	0,42	0,24	0,13	1,19	2,30
Eu	2,19	0,66	0,38	0,51	0,16	0,08	0,17	0,21	0,30
Gd	7,41	2,35	0,91	1,95	0,63	0,43	0,22	1,31	4,17
Tb	1,10	0,35	0,16	0,34	0,12	0,07	0,04	0,18	0,66
Dy	6,15	2,01	1,02	2,23	0,79	0,45	0,27	0,98	4,24
Ho	1,30	0,44	0,25	0,53	0,21	0,11	0,07	0,19	1,01
Er	3,55	1,23	0,78	1,61	0,70	0,30	0,21	0,50	2,98
Tm	0,49	0,19	0,13	0,27	0,12	0,05	0,04	0,07	0,48
Yb	2,62	1,00	0,78	1,60	0,79	0,30	0,22	0,34	2,80
Lu	0,41	0,17	0,14	0,29	0,16	0,05	0,04	0,05	0,50
TR	125,05	16,03	8,61	27,34	12,99	3,10	4,84	24,63	27,19
Cr	141	377	861	2943	746	776	376	2644	428
Co	47	39	88	56	42	113	77	104	58
Ni	220	10	1090	270	580	520	290	3250	260

Примечание: 1 — диабаз (район с. Кирябинское), 2–7 — пироксениты и габбро Кирябинского массива, 8–9 — серпентиниты Тирлянской мульды. По М.В. Рыкусу, В.И. Сначёву, Р.А. Насибуллину и др. [2002]

для легких лантаноидов. Породы Бзаубашского массива резко обеднены средними РЗЭ ($Sm_N = 0,2-0,9$) по отношению к тяжелым ($Lu_N = 1-3$), хондрит-нормированные значения для легких РЗЭ сильно варьируют ($La_N = 0,2-3$). Такое поведение лантаноидов обуславливает наличие W-образной формы кривой (рис. 3.13). Аналогичная картина характерна для серпентинитов Абдулкасимовского массива. В среднем для всех РЗЭ хондрит-нормированные значения здесь несколько выше, чем на Бзаубаше, но соотношение между легкими, средними и тяжелыми лантаноидами сохраняется ($La_N > Sm_N < Lu_N$). Наиболее высокие хондрит-нормированные значения концентраций всех РЗЭ отмечены в ультрабазитах Тирлянкой мулды, здесь они в среднем составляют 5–10 единиц.

Кроме ультраосновных пород зоны Уралтау, нами также изучены геохимические особенности ассоциирующихся с ними пироксенитов, габброидов

и метабазальтов. Основные породы широко развиты в северной части рассматриваемой структурно-формационной зоны, где они представлены Кирыбинским массивом. Габбро и пироксениты по петрохимическим характеристикам относятся к ярко выраженным представителям толеитовой серии. Это хорошо иллюстрирует диаграмма АФМ, на которой фигуративные точки, характеризующие составы пород Кирыбинского массива, группируются вдоль стороны F–M и практически полностью попадают на тренд дифференциации нижних горизонтов Скергаардского интрузива (рис. 3.14). Кроме того, близкой петрохимической спецификой обладают габброиды некоторых офиолитовых комплексов, а также габбро современных срединно-океанических хребтов.

В габбро и пироксенитах Кирыбинского массива наблюдаются значительные вариации содержания хрома (141–2943 г/т) и никеля (10–1090 г/т),

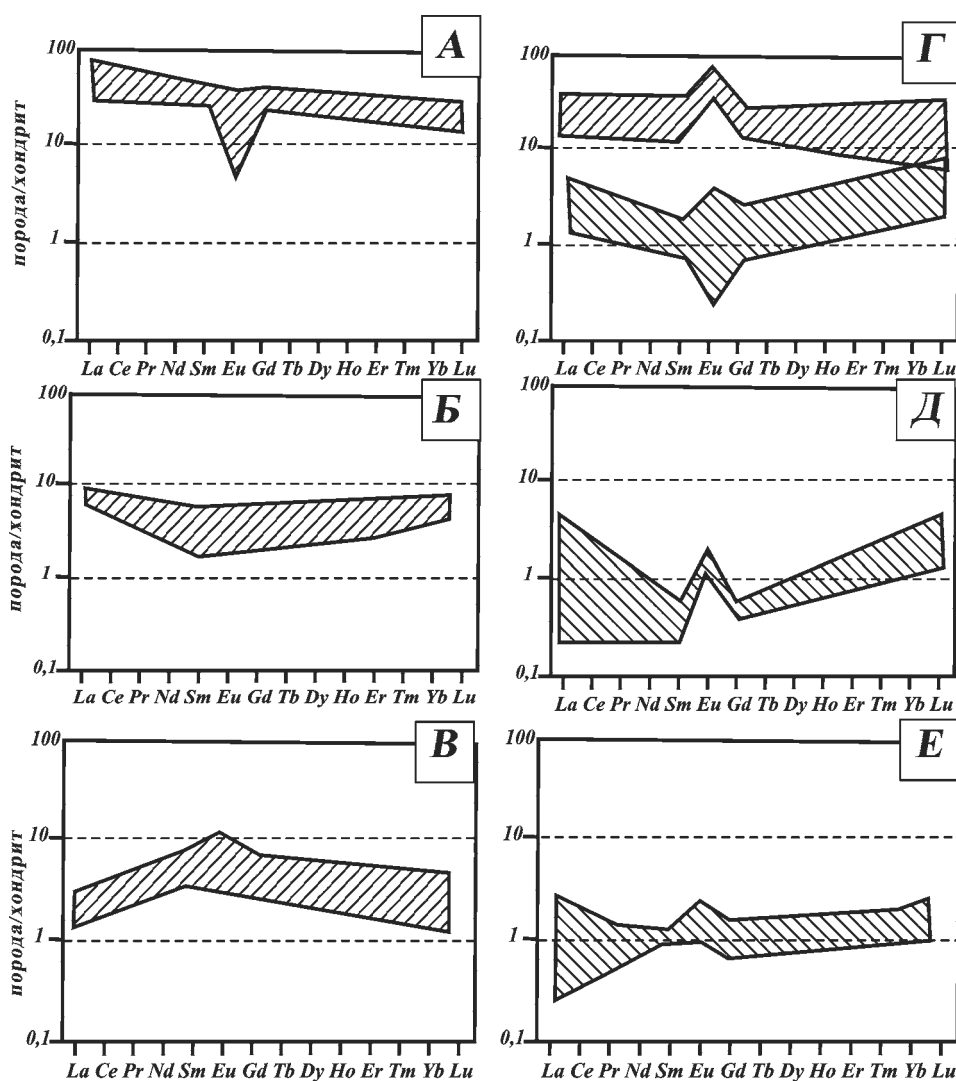
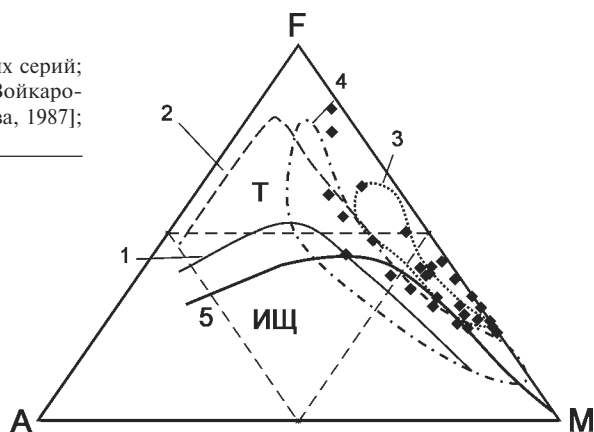


Рис. 3.13. Распределение редкоземельных элементов в ультраосновных и основных породах зоны Уралтау

Примечание: А — метабазальты Кирыбинского района; Б, В — габбро и пироксениты Кирыбинского массива; Г — метабазальты и гипербазальты района д. Абдулкасимова; Д — гипербазальты Бзаубашского массива; Е — гипербазальты Кирыбинского и Бирсинского массивов

Рис. 3.14. Диаграмма АФМ для пород Кирябинского массива

Условные обозначения: 1 — граница толеитовых и известково-щелочных серий; 2–4 — тренды дифференциации: 2 — Скергаард, 3 — габброиды Войкаро-Сыньинского массива, 4 — габброиды современных океанов [Савельева, 1987]; 5 — Крака [Сначёв и др., 2001]



более выдержаны концентрации кобальта (42–113 г/т). Суммарное содержание редкоземельных элементов в породах довольно изменчиво: от 3,1 г/т в пироксенитах до 27,3 г/т в лейкократовых габбро. По характеру распределения РЗЭ можно выделить два типа. В первом типе наиболее высокие хондрит-нормированные значения фиксируются для средних РЗЭ ($Sm_N \approx Gd_N$ до 10), а в сторону легких и тяжелых следует постепенное снижение данного показателя ($La_N \approx La_N = 1-3$). Во втором типе, напротив, на уровне средних РЗЭ наблюдается незначительное уменьшение хондрит-нормированных значений ($Sm_N = 2-8$), а в сторону легких и тяжелых происходит постепенное их повышение ($La_N = 9-10$, $Lu_N = 5-9$).

Наибольшие концентрации редкоземельных элементов выявлены в габбро и диабазах, обнажающихся в долине р. Бирси недалеко от рассмотренного выше Кирябинского массива, а также в метабазах этого же района. Для всех указанных пород характерны высокие хондрит-нормированные значения всех РЗЭ (в среднем более 10 ед.) и постепенное увеличение их от тяжелых к легким лантаноидам ($La_N = 30-80$, $Lu_N = 15-30$), в части проб фиксируется отрицательная европиевая аномалия. Аналогичное поведение РЗЭ зафиксировано также в метабазах района д. Абдулкасимово. Отличие их от рассмотренных выше заключается в постоянной положительной аномалии европия. Кроме того, абдулкасимовские метабазы по сравнению с бирсинскими обогащены тугоплавкими сидерофильными элементами — хромом (583–1196 г/т) и никелем (710–1110 г/т).

Рассмотренные петрогеохимические особенности ультрабазитов зоны Уралтау свидетельствуют об их значительном обеднении легкоплавкими компонентами (щелочами, CaO , Al_2O_3 , TiO_2) и обогащении тугоплавкими (MgO , Cr , Ni). По всем характеристикам они сопоставимы с реститовыми гипербазитами офиолитовых комплексов. По характеру распределения РЗЭ породы можно разделить на два основных типа: 1) с постепенным увеличением хондрит-нормированных значений от легких к тяжелым РЗЭ и 2) с W-образной формой кривой, обусловленной минимальными содержаниями средних РЗЭ и более высокими легких и тяжелых.

Элементы ряда $Sm - Lu$ распределены в ультрабазитах довольно равномерно, а наибольшие вариации содержаний характерны для «легкой ветви» РЗЭ ($La - Nd$) и европия. Подобная картина очень характерна для серпентинитов или в значи-

тельной степени серпентинизированных гипербазитов. На наш взгляд, наличие W-образного типа распределения РЗЭ в ультрабазитах связано с вторичными изменениями пород и, главным образом, серпентинизацией в коровых условиях, сопровождавшихся привнесением легких РЗЭ. Анализируя поведение средних и тяжелых РЗЭ в гипербазитах, на распределение которых низкотемпературные преобразования пород не оказывают влияния [Магматические ..., 1988], мы приходим к выводу об умеренной степени истощения рестита легкоплавкими компонентами.

Габброиды, ассоциирующие с ультрабазитами, по-видимому, представляют собой дифференциаты расплава, отделившегося от умеренно деплецированного источника и кристаллизовавшегося на глубине. Метабазальты и диабазы северной части зоны Уралтау характеризуются принадлежностью к толеитовой петрохимической серии, стабильно высокими содержаниями РЗЭ и преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. Часть изученных образцов при этом обнаруживает заметное обогащение тугоплавкими сидерофильными элементами (хромом и никелем). Подобные петрогеохимические характеристики свойственны базитам рифтогенных структур и траппам.

3.1.3. Гипербазиты северной части Сакмарской зоны

В лерцолитах и клинопироксеновых гарцбургитах Катралинского массива (табл. 3.9) отмечаются довольно высокие содержания Al_2O_3 и CaO (1,5–2,6%), в гарцбургитах и апогарцбургитовых серпентинитах значения данных показателей ниже (0,3–0,84%). Концентрации TiO_2 и K_2O в ультрабазитах низкие (менее 0,1%), а Na_2O выше, чем в типичных офиолитах (до 1%).

В серпентинитах Акзигитовского массива, в отличие от описанных выше, концентрация CaO низка и находится на уровне 0,5%, а содержание Al_2O_3 изменяется от 0,5 до 1,6%, в породах мало TiO_2 и щелочей. Среди перидотитов обоих массивов

Химические составы пород Катралинского и Акзигитовского базит-гипербазитовых массивов

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N обр.	КТ-58	КТ-61	КТ-39/2	КТ-40/2	КТ-40/1	КТ-29	КТ-44	КТ-50/1	ШТ-15/5	ШТ-1	ШТ-15/3	ШТ-19	ШТ-13	ШТ-8/1	ШТ-10/2	ШТ-11/3
SiO ₂	41,4	41,6	40,6	38,0	40,3	42,6	48,2	50,3	40,6	40,3	40,3	40,3	44,9	50,0	44,3	50,0
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,82	0,49	0,04	0,02	0,04	0,02	0,05	0,92	1,79	0,85
Al ₂ O ₃	2,0	1,6	0,3	0,3	0,3	1,0	14,0	14,3	1,6	1,6	0,6	0,9	14,9	13,2	15,9	13,2
Fe ₂ O ₃	8,9	8,3	7,3	8,2	8,1	5,8	10,5	9,8	8,0	8,6	8,3	8,7	7,0	9,2	6,3	11,0
MnO	0,12	0,12	0,17	0,12	0,21	0,13	0,18	0,19	0,07	0,08	0,07	0,11	0,16	0,14	0,19	0,33
MgO	34	35	35,4	37,4	36,4	36,2	6,6	10,2	36,5	36,2	37	35,4	12,8	10	6,0	8,0
CaO	2,3	2,8	0,84	0,84	0,5	0,5	14,5	7,56	0,5	0,52	0,5	0,5	14	8,08	11,2	10,2
Na ₂ O	1	0,13	0,13	0,17	0,13	0,2	3,37	4,05	0,27	0,8	0,6	0,3	0,54	4,95	5,6	4,05
K ₂ O	0,3	0,12	сл	сл	сл	сл	0,12	1,6	0,1	сл	сл	сл	1,75	0,91	0,8	1,2
P ₂ O ₅	сл	сл	сл	сл	сл	сл	0,08	0,08	0,03	сл	сл	сл	сл	0,08	0,34	0,08
лпш	10,2	9,8	15,7	15,3	15,1	13,2	1,84	2,5	13,28	12,4	13,5	13,3	4,3	2,04	7,9	1,74
Сумма	99,30	99,36	100,3	100,2	100,97	99,44	96,92	96,55	100,7	99,69	100,91	99,23	99,86	94,65	100,3	100,7
La	0,350	0,350	0,530	0,280	0,420	0,220	1,780	0,330	0,230	0,880	0,150	0,410	0,200	3,860	—	—
Ce	0,640	0,660	0,850	0,500	0,740	0,530	5,010	1,400	0,370	1,490	0,320	0,490	0,480	9,720	—	—
Pr	0,070	0,074	0,074	0,053	0,072	0,079	0,840	0,330	0,037	0,140	0,036	0,034	0,070	1,420	—	—
Nd	0,270	0,290	0,240	0,180	0,260	0,400	5,000	2,730	0,120	0,500	0,150	0,087	0,350	6,790	—	—
Sm	0,069	0,076	0,050	0,043	0,059	0,140	1,950	1,460	0,027	0,110	0,041	0,014	0,120	2,180	—	—
Eu	0,029	0,100	0,014	0,120	0,032	0,190	0,550	0,300	0,092	0,030	0,012	0,038	0,023	0,072	—	—
Gd	0,130	0,140	0,092	0,082	0,110	0,240	2,380	2,250	0,055	0,200	0,100	0,072	0,230	3,000	—	—
Tb	0,027	0,028	0,017	0,017	0,023	0,043	0,310	0,350	0,012	0,038	0,021	0,017	0,041	0,470	—	—
Dy	0,220	0,220	0,120	0,120	0,170	0,280	1,720	2,230	0,091	0,280	0,170	0,140	0,280	2,760	—	—
Ho	0,061	0,062	0,032	0,034	0,049	0,072	0,330	0,480	0,027	0,075	0,049	0,045	0,073	0,620	—	—
Er	0,220	0,220	0,110	0,120	0,180	0,220	0,790	1,400	0,010	0,250	0,180	0,180	0,230	1,720	—	—
Tm	0,043	0,043	0,019	0,022	0,034	0,038	0,100	0,220	0,020	0,047	0,037	0,039	0,041	0,260	—	—
Yb	0,300	0,031	0,130	0,150	0,260	0,250	0,500	1,230	0,140	0,330	0,280	0,320	0,270	1,410	—	—
Lu	0,065	0,066	0,025	0,033	0,053	0,045	0,073	0,210	0,032	0,065	0,061	0,075	0,052	0,240	—	—

Примечание: 1–8 — Катралинский массив (1–4 — перидотиты, 5 — апогардбургитовый серпентинит, 6 — пироксенит, 7, 8 — габброиды), 9–14 — Акзигитовский массив: 9–11 — серпентиниты (9 — апогардбургитовый, 10 — аподунитовый, 11 — неопределенной природы), 12 — пироксенит, 13, 14 — габброиды

встречаются жильные тела энстатитов (Кт-29, Шт-19). Для них характерны низкие содержания CaO (0,5%), ΣFeO (5,8–8,7%), K_2O (< 0,1%), TiO_2 (0,02–0,04%), Na_2O (0,2–0,3%) и высокие — MgO (35,4–36,2%).

На диаграмме CaO — CaO/Al₂O₃ четко разделяются фигуративные точки ультрабазитов Катралинского и Акзигитовского массивов (рис. 3.15). Наибольшие значения отношения CaO/Al₂O₃ характерны для катралинских перидотитов: во всех проанализированных пробах оно выше 1. Содержание нормативного диопсида в гипербазитах массива варьирует от 0,8% в дунитах до 8,5% в лерцолитах. С повышением его количества в породе повышается и величина отношения CaO/Al₂O₃, что также свидетельствует об отсутствии аллохимических преобразований в исследованных образцах. Апогарцбургитовые серпентиниты Акзигитовского массива значительно беднее кальцием. Содержание нормативного диопсида в породах составляет всего 1,7–1,83%, соответственно и отношение CaO/Al₂O₃ во всех пробах менее 1.

Содержание редкоземельных элементов в гипербазитах Катралинского массива довольно высоко для реститов. Концентрация легких и тяжелых РЗЭ сопоставима с таковой в хондрите С1, а для средних лантаноидов наблюдается незначительное обеднение (рис. 3.16). В отдельных пробах зафиксирована положительная аномалия европия. Близкое к рассматриваемому типу распределение РЗЭ (при несколько более высоком содержании) ранее нами установлено в породах массивов Крака, расположенных севернее Катралинского массива, в пределах единого Кракинско-Медногорского пояса [Сначёв и др., 2001].

В ультрабазитах Акзигитовского массива обнаруживается более глубокий минимум для средних РЗЭ (до < 0,1 хондритового уровня), чем в рассмотренных выше породах. Вместе с тем для легких и тяжелых лантаноидов наблюдается незначитель-

ное обеднение ими по отношению к хондриту. Здесь также встречаются образцы с положительной европиевой аномалией. Подобный V- (W)-образный тип распределения РЗЭ очень характерен для большей части деплетированных перидотитов срединно-океанических хребтов (СОХ) и многих офиолитовых ассоциаций континентов.

Габброиды Катралинского массива представлены всего двумя образцами, из которых один относится к умеренно-низкотитанистым габбро толеитового состава (Кт-44), а второй — к низкотитанистому субщелочному габбро (Кт-50/1). В изученных пробах зафиксированы умеренные содержания Al₂O₃ (14,0–14,3%), суммы щелочей (3,5–5,6%) и железа (9,8–10,5%). Несколько большие вариации зафиксированы для CaO (7,56–14,5%) и MgO (6,6–10,2%). Габброиды, ассоциирующие с гипербазитами Акзигитовского массива, обнаруживают значительные вариации состава, особенно ярко выраженные в отношении двуокиси титана, содержание которой изменяется от ничтожно малого (0,05%) до умеренно-высокого (1,79%). Заметно также изменение содержаний суммы щелочей (2,3–6,4%) и MgO (6,0–12,8%). Вариации других петрогенных окислов не столь значительны: CaO (8,08–11,2%), ΣFeO (7,0–11,0%), Al₂O₃ (13,2–15,9).

Для более меланократовых роговообманковых габбро (MgO > 10%) Катралинского массива характерен «офиолитовый» тип распределения РЗЭ (рис. 3.16), выраженный в преобладании тяжелых лантаноидов над легкими при общей низкой их концентрации. Мелкозернистые мезогаббро (MgO = 5–10%), напротив, обнаруживают обогащение легкими РЗЭ по отношению к тяжелым. Вместе с тем для них также характерны низкие содержания редкоземельных элементов (РЗЭ_N < 10). В обеих разновидностях габбро установлена отрицательная европиевая аномалия. В одном образце габбро Акзигитовского массива (обр. Шт-8/1) на фоне

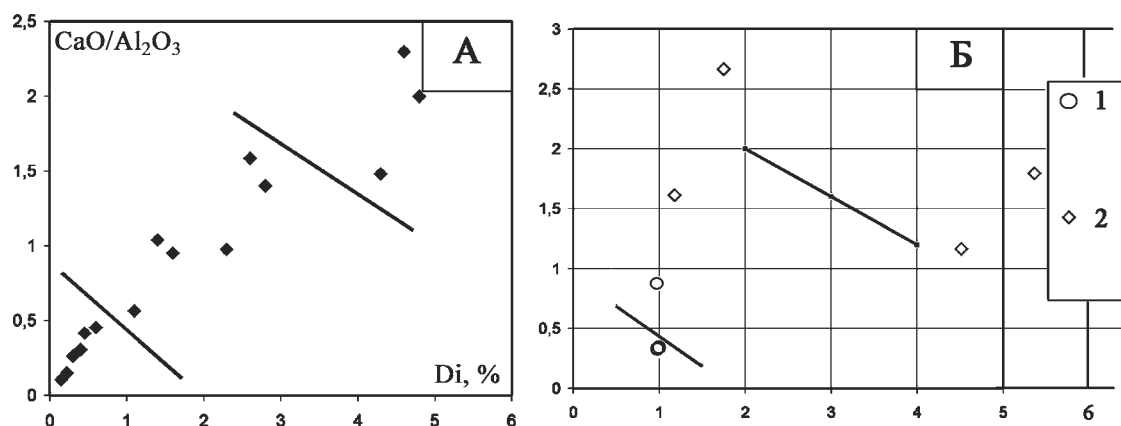


Рис. 3.15. Диаграмма CaO/Al₂O₃ — Di для модельных составов реститов ряда лерцолит — гарцбургит — дунит (А) и составов альпинотипных гипербазитов северной части Сакмарской зоны (Б)

Условные обозначения: 1–2 — ультраосновные породы Акзигитовского (1) и Катралинского (2) массивов

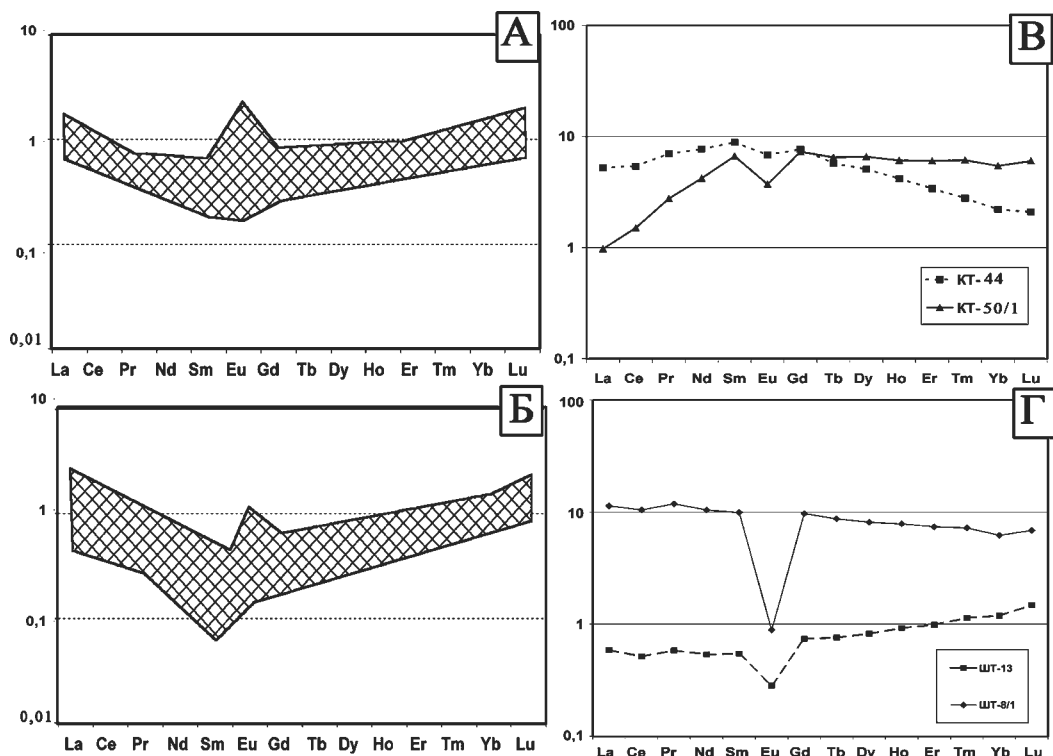


Рис. 3.16. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах и габброидах Катралинского и Акзигитовского массивов
Примечание: А–Б — гипербазиты; В, Г — габброиды (А, В — Катралинский, Б, Г — Акзигитовский)

резкой отрицательной аномалии европия содержание РЗЭ несколько выше (в среднем около 10 ед. хондритового уровня), отношение La_N/Lu_N чуть более 1. Другой образец (ШТ-13/1) характеризуется необычным составом. В нем зафиксированы крайне низкие содержания TiO_2 (0,05%), P_2O_5 (≤ 1), но повышена концентрация K_2O (1,75%).

Рассмотренные геохимические особенности гипербазитов Катралинского массива указывают

на его лерцолит-гарцбургитовый состав, умеренную истощенность легкоплавкими компонентами (CaO , Al_2O_3 , РЗЭ, Na_2O , K_2O). Гипербазиты Акзигитовского массива деплетированы более значительно. Габброиды имеют типично «офиолитовые» показатели по TiO_2 (0,4–0,8%), P_2O_5 ($La_N < Lu_N \leq 10$). Породы изученных комплексов по геохимическим особенностям ближе всего к образованиям срединно-океанических хребтов.

3.2. ГЛАВНЫЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ ПОЯС ЮЖНОГО УРАЛА

3.2.1. Гипербазиты зоны сочленения Южного и Среднего Урала

3.2.1.1. Гипербазиты листа N-41-I

Метаультрабазиты каганского комплекса (массивы гор Высокая и Данилова) характеризуются низкими содержаниями «базальтофильных» компонентов: TiO_2 (< 0,05%), Al_2O_3 (< 1%, в одной пробе пироксенитов оно повышено до 5,5%), P_2O_5 (< 0,05%) (рис. 3.17, табл. 3.10). Содержание щелочей в породах в целом типично для ультраосновных пород нормального ряда: $Na_2O = 0,2–0,6\%$, $K_2O = 0,01–0,1\%$. Для большинства проб характерна низкая железистость, лишь в одном образце серпентинита (5059) она резко повышена, что свя-

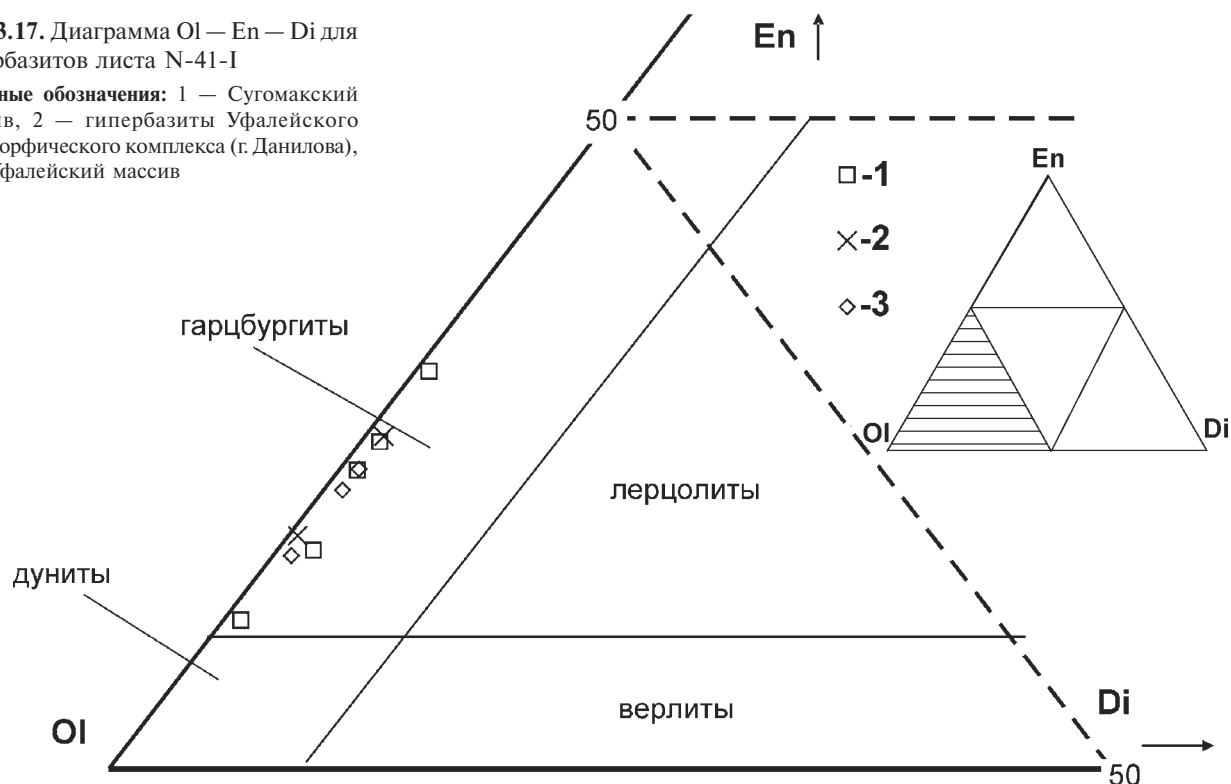
зано, скорее всего, с обогащением породы пылевидным магнетитом при серпентинизации.

Для серпентинитов характерны высокие содержания тугоплавких сидерофильных элементов — никеля (1210–1990 г/т) и хрома (1030–4600 г/т). Высокая дисперсия содержаний хрома типична для ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации и связана с вариациями концентраций в породе аксессуарного хромшпинелида.

Содержания Ni в серпентинитах более выдержанные, поскольку он обычно рассеян в породообразующих минералах, главным образом, в оливине. В пироксенитах концентрация никеля резко снижается (до 170–390 г/т), а вот Cr содержится здесь в значительных количествах, сопоставимых с его содержанием в серпентинитах (1200–2947 г/т).

Рис. 3.17. Диаграмма Ol — En — Di для гипербазитов листа N-41-I

Условные обозначения: 1 — Сугомакский массив, 2 — гипербазиты Уфалейского метаморфического комплекса (г. Данилова), 3 — Уфалейский массив



По содержаниям редкоземельных элементов (РЗЭ) рассматриваемые породы практически неотличимы между собой (рис. 3.18): спектры хондрит-нормированных значений лантаноидов как для пироксенитов, так и для серпентинитов образуют довольно узкое поле вблизи хондритового уровня. Для всех проб характерна слабо проявленная тенденция увеличения РЗЭ_N от лантана к лютецию.

Ультрабазиты Сугомакского массива характеризуются стандартным для офиолитовых комплексов составом: высокими содержаниями MgO (38,0–42,8%), Ni (1420–3180 г/т) и Cr (до 2000 г/т) и низкими — TiO₂ (< 0,1%), Na₂O (0,0n%), K₂O (0,0n%), CaO (0,2–0,56%). Обращает на себя внимание значительное снижение концентрации хрома в двух пробах до 420 и 25,5 г/т. Для кобальта (54–144 г/т), глинозема (0,5–1,8%) и суммарного железа (5,5–10,0%) характерны умеренные значения.

Во всех пробах ультрабазитов отмечается несколько пониженное содержание РЗЭ по отношению к хондритовому уровню. Наиболее устойчивы хондрит-нормированные значения для «тяжелой ветви» кривой (Sm — Lu), наблюдается отчетливый их рост от самария к лютецию. В левой части графика (La — Sm) проявлено два типа распределения РЗЭ_N: с преобладанием легких (обр. 4212, 4225) и средних (обр. 4221, 4229/1 и 4236/2) редкоземельных элементов.

Оба типа распределения встречаются в офиолитовых гипербазитах. Повышение концентрации легких РЗЭ по сравнению со средними обычно объясняется либо неоднократным плавлением мантийного субстрата в различных р-Т условиях

верхней мантии, либо метасоматической проработкой ультрабазитов флюидами [Магматические ..., 1988]. В рассматриваемом случае W-образный тип распределения проявлен в наиболее интенсивно серпентинизированных породах и, возможно, связан с вторичным обогащением пород легкими РЗЭ в коровых условиях. В целом следует отметить умеренное истощение ультрабазитов Сугомакского массива легкоплавкими компонентами.

В восточной части Сугомакского массива в ассоциации с гипербазитами встречены два контрастных типа интрузивных пород — нормальные габброиды и монцониты (монцогаббро). Образцы габбро (4211/1 и 4215) очень близки по петрогеохимическим характеристикам. В них отмечены низкие («офиолитовые») содержания TiO₂ (0,51–0,8%), преобладание натрия (Na₂O 3,85–4,59%) над калием (K₂O 0,03–0,12%). Для пород характерны близкие содержания суммарного железа (10,6–10,7%), MgO (7,0–9,0%) и CaO (10,0–11,36%). В образце 4215 несколько повышена концентрация Al₂O₃ (17,7% против 14,7% в обр. 4211/1) и SiO₂ (50,0% против 48,2% в обр. 4211/1).

Концентрация хрома (145–210 г/т) в габброидах несколько повышена по сравнению со средней для габбро и указывает на их «офиолитовую» природу. В рассматриваемых породах зафиксированы умеренные содержания никеля (39–79 г/т), кобальта (25–39 г/т) и редкоземельных элементов. В обоих пробах отмечена отрицательная европиевая аномалия, содержание остальных лантаноидов находится вблизи уровня, превышающего хондритовый в 10 раз. Отличие между изученными габбро

Таблица 3.10

Химический состав пород гипербазитовых массивов листа N-41-I

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№обр.	4211/1	4219	4229/1	4236/2	4212	4215	4221	4225	4210/1	B-1	B-2	B-4	B-5	5039/1
SiO ₂	48,20	59,00	40,40	39,00	41,00	50,00	39,50	40,50	53,15	50,00	50,00	42,50	40,00	41,00
TiO ₂	0,51	0,09	0,01	0,01	0,06	0,80	0,09	0,02	0,86	0,03	0,02	0,04	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	14,70	15,50	1,80	0,90	0,50	17,70	0,97	0,97	15,70	0,97	0,97	5,55	0,50	0,90
Σ FeO	10,70	4,30	5,50	7,20	7,40	10,60	10,00	7,30	6,80	4,70	4,40	6,40	8,80	6,50
MnO	0,16	0,08	0,03	0,01	0,12	0,20	0,11	0,08	0,11	0,14	0,14	0,16	0,14	0,07
MgO	9,00	6,00	40,80	42,80	38,00	7,00	39,20	39,20	9,00	22,15	21,87	22,72	21,58	40,00
CaO	11,36	2,00	0,28	0,28	0,20	10,00	0,56	0,28	8,52	20,20	20,60	20,00	20,80	0,28
Na ₂ O	4,59	4,10	0,28	0,08	0,35	3,85	0,31	0,28	4,86	0,35	0,35	0,62	0,35	0,81
K ₂ O	0,12	8,00	0,03	0,07	0,06	0,03	0,06	0,05	0,06	0,10	0,10	0,10	0,05	0,08
P ₂ O ₅	0,03	0,42	0,02	0,01	0,02	0,19	0,02	0,01	0,48	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
ппп	0,15	0,24	10,42	10,42	11,80	0,20	8,82	11,10	0,15	0,80	1,00	1,20	8,04	10,62
сумма	99,52	99,73	99,57	100,78	99,51	100,57	99,64	99,79	99,69	99,47	99,46	99,30	100,31	100,28
Cr	145	25	1730	2000	420	210	25,5	1800	134	2947	1240	1690	1960	1030
Ni	39	18	1420	1960	2180	79	1740	2070	159	230	170	190	390	1990
Co	25	<10	54	71	100	41	144	100	6	30	27	16	21	81
La	1,700	49,600	0,150	0,120	0,620	7,330	0,074	0,340	31,000	0,840	0,400	0,590	0,410	0,470
Ce	4,530	92,000	0,330	0,290	1,090	16,000	0,190	0,490	59,800	1,580	1,110	1,490	1,150	1,110
Pr	0,730	9,900	0,042	0,042	0,110	2,000	0,031	0,042	6,460	0,170	0,180	0,220	0,180	0,160
Nd	4,020	37,000	0,180	0,200	0,380	8,210	0,160	0,130	23,900	0,640	0,950	1,130	0,970	0,750
Sm	1,490	9,300	0,052	0,066	0,091	2,390	0,058	0,016	5,870	0,160	0,370	0,400	0,360	0,230
Eu	0,056	3,610	0,320	0,011	0,012	0,220	0,160	0,048	2,140	0,053	0,120	0,011	0,200	0,300
Gd	2,380	8,400	0,093	0,140	0,150	3,500	0,130	0,070	6,200	0,240	0,590	0,610	0,590	0,400
Tb	0,380	1,080	0,017	0,025	0,028	0,560	0,023	0,017	0,930	0,050	0,100	0,100	0,100	0,069
Dy	2,470	5,030	0,120	0,190	0,210	3,260	0,180	0,150	5,220	0,410	0,640	0,640	0,660	0,450
Ho	0,560	0,970	0,031	0,051	0,054	0,740	0,049	0,049	1,160	0,130	0,160	0,150	0,170	0,110
Er	1,700	2,200	0,100	0,170	0,180	2,130	0,170	0,200	3,030	0,470	0,490	0,450	0,500	0,340
Tm	0,270	0,260	0,018	0,033	0,033	0,330	0,033	0,045	0,440	0,095	0,079	0,070	0,080	0,057
Yb	1,590	1,190	0,120	0,220	0,220	1,770	0,220	0,390	2,220	0,700	0,480	0,430	0,490	0,370
Lu	0,270	0,160	0,023	0,045	0,044	0,320	0,047	0,091	0,370	0,160	0,088	0,073	0,090	0,065

Примечание: 1–9 — Сугомакский массив (1, 2, 6, 9 — габбро, 3, 4 — дунит, 5, 7, 8 — серпентиниты); 10–15 — гора Высокая и гора Данилова (10–12 — пироксениты, 13–15 — серпентинизированные дуниты); 16–27 — Уфалейский массив (16, 17 — габбро, 18 —

заключается в том, что в обр. 4215 наблюдается незначительное преобладание La_N над Lu_N , а в обр. 4211/1 напротив — $La_N/Lu_N < 1$. Отношение La_N/Lu_N в данном случае коррелирует с изменением в породах концентрации глинозема и кремнезема. Рассмотренные габброиды, скорее всего, являются дифференциатами базальтового расплава, выплавившегося при деплетировании верхней мантии в обстановке спрединга.

В монцогаббро и монцонитах (обр. 4219, 4212/1), по сравнению с рассмотренными габбро, повышено содержание SiO₂ до (59%), щелочей (Na₂O 4,1%, K₂O 8,0%) с преобладанием калия, резко понижена концентрация CaO (2%) и TiO₂ (0,09%), породы обогащены легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми, в них резко снижены содержания сидерофильных элементов-примесей — никеля (18 г/т), хрома (25 г/т) и кобальта (менее 10 г/т). Таким образом, магматические породы двух рассмотренных типов, пространственно ассоцииру-

ющиеся с ультрабазитами Сугомакского массива, не являются комагматичными. Если для габбро первого типа есть все основания предполагать генетическую связь с гипербазитами, то щелочные калиевые габброиды (монцониты) с резко пониженными содержаниями титана образовались на более поздних этапах развития данной территории, возможно в условиях островной дуги.

Уфалейский габбро-гипербазитовый массив большей частью находится за пределами листа N-41-I, заходя на него с севера узким клином меридионального простирания. В южной его части породы интенсивно серпентинизированы в антигоритовой фации. Менее измененные породы слагают его северную часть, в окрестностях г. Верхний Уфалей. Изученные нами образцы были отобраны в центральной части массива, они представлены частично серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. В восточной эндоконтактовой части массива отобраны образцы габброидов и пироксенитов.

№ п/п	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
№ обр.	5059	Уф-06	Уф-08/1	Уф-10/1	Уф-09/1	Уф-03/2	Уф-02/3	Уф-03/4	Уф-04/2	Уф-09/3	Уф-10/2	Уф-01/2	Уф-02/2
SiO ₂	39,00	50,00	49,00	51,00	44,00	39,00	40,00	39,00	38,50	40,00	40,50	40	47
TiO ₂	0,02	0,72	0,33	0,09	0,05	0,04	0,02	0,08	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05
Al ₂ O ₃	0,57	19,00	14,00	4,04	1,40	0,90	0,50	1,50	0,50	0,50	1,40	1,45	0,97
Σ FeO	12,80	6,80	6,80	7,80	7,50	8,70	7,20	7,80	6,80	9,30	7,80	4,70	4,70
MnO	0,14	0,08	0,14	0,17	0,09	0,10	0,16	0,10	0,10	0,17	0,08	0,18	0,08
MgO	37,60	2,80	11,00	15,00	31,40	40,00	40,60	38,60	38,00	41,20	38,00	40,80	11,36
CaO	0,14	12,00	14,40	20,46	0,28	0,28	0,56	0,28	0,28	0,28	0,85	2,28	28,00
Na ₂ O	0,25	5,60	3,60	0,30	0,31	0,30	0,28	0,20	0,20	0,20	0,06	0,28	0,35
K ₂ O	0,05	0,25	0,15	0,40	0,01	0,02	0,10	0,03	0,01	0,01	0,01	0,06	0,10
P ₂ O ₅	0,01	0,37	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,15	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
ппп	9,08	2,66	1,40	0,97	15,26	11,00	10,60	13,10	15,00	8,60	10,92	10,30	6,90
сумма	99,66	100,28	100,85	100,24	100,31	100,35	100,03	100,84	99,45	100,33	99,66	100,10	99,52
Cr	4610	173	324	1660	2250	685	1700	1200	1540	2530	3020	1350	930
Ni	1210	110	140	365	2050	2130	2066	2240	2050	2090	1089	1980	1245
Co	90	10	28	50	88	100	96	97	113	120	80	120	64
La	0,170	18,800	2,340	0,680	0,280	0,260	0,100	0,110	0,210	0,290	0,120	0,055	0,140
Ce	0,450	34,900	5,080	1,830	0,670	0,610	0,150	0,180	0,440	0,720	0,180	0,089	0,260
Pr	0,073	3,770	0,690	0,300	0,093	0,082	0,014	0,019	0,058	0,110	0,017	0,008	0,029
Nd	0,410	14,000	3,100	1,730	0,440	0,390	0,040	0,066	0,260	0,550	0,053	0,024	0,110
Sm	0,160	3,520	0,920	0,630	0,140	0,120	0,008	0,015	0,075	0,180	0,011	0,005	0,026
Eu	0,290	1,710	0,440	0,024	0,014	0,043	0,023	0,480	0,032	0,280	0,063	0,120	0,014
Gd	0,290	3,970	1,380	0,970	0,200	0,200	0,069	0,054	0,130	0,330	0,053	0,040	0,052
Tb	0,051	0,530	0,230	0,160	0,031	0,035	0,016	0,011	0,023	0,059	0,012	0,010	0,010
Dy	0,360	2,750	1,480	1,000	0,180	0,240	0,140	0,085	0,160	0,410	0,110	0,074	0,073
Ho	0,089	0,530	0,360	0,230	0,043	0,057	0,044	0,025	0,042	0,110	0,033	0,022	0,019
Er	0,280	1,320	1,090	0,690	0,120	0,170	0,180	0,089	0,130	0,300	0,130	0,080	0,066
Tm	0,050	0,180	0,180	0,110	0,018	0,029	0,039	0,017	0,023	0,055	0,029	0,016	0,012
Yb	0,320	0,870	1,030	0,640	0,100	0,170	0,320	0,130	0,140	0,360	0,240	0,110	0,081
Lu	0,060	0,130	0,180	0,110	0,017	0,033	0,075	0,027	0,028	0,065	0,055	0,025	0,017

пироксенит, 19–22 — гарцбургиты, 23–27 — серпентинитовые дуниты). Содержания петрогенных окислов приведены в вес. %; Co, Ni, Cr и PЗЭ в г/т

Гипербазиты Уфалейского массива по основным петрохимическим параметрам сопоставимы с типичными офиолитами: на диаграмме Ol — En — Di (рис. 3.17) они практически полностью попадают в поле гарцбургитов с низким содержанием диопсида (менее 3%). Для них характерны низкие содержания TiO₂ (0,02–0,08%), Al₂O₃ (0,5–1,5%), CaO (0,2–0,8%, редко до 2,28%), одновременно в породах повышены концентрации MgO (в среднем около 40%), хрома (в среднем 1800 г/т), никеля (в среднем 2000 г/т).

Распределение редкоземельных элементов в ультрабазитах дунит-гарцбургитовой ассоциации Уфалейского массива довольно выдержанное, оно характеризуется незначительным преобладанием тяжелых PЗЭ_N над легкими при минимальных хондрит-нормированных значениях для средних лантаноидов (Nd, Sm, Gd). При этом содержания тяжелых PЗЭ в породах примерно соответствуют хондритовому уровню, для легких этот показатель

в среднем равен 0,5 ед., а для средних ниже 0,1 ед. Почти во всех проанализированных образцах отмечается положительная европиевая аномалия различной интенсивности. Форма кривых распределения PЗЭ, таким образом, приближается к W-образному типу, часто встречающемуся в гипербазилах офиолитовой ассоциации.

В пироксенитах резко возрастает содержание CaO (до 28,0%), снижается концентрация хрома и никеля. В основных породах восточной части массива зафиксированы низкие содержания TiO₂ (0,33–0,72%) и значительное преобладание натрия над калием, что характерно для габброидов офиолитовых ассоциаций. Содержание редкоземельных элементов постепенно повышается от пироксенитов к габбро (рис. 3.18), а в последних оно связано прямой зависимостью с концентрацией P₂O₅ и TiO₂. Вместе с тем при росте концентрации легких PЗЭ содержание тяжелых остается примерно на том же уровне. Поведение PЗЭ_N отличается от типа

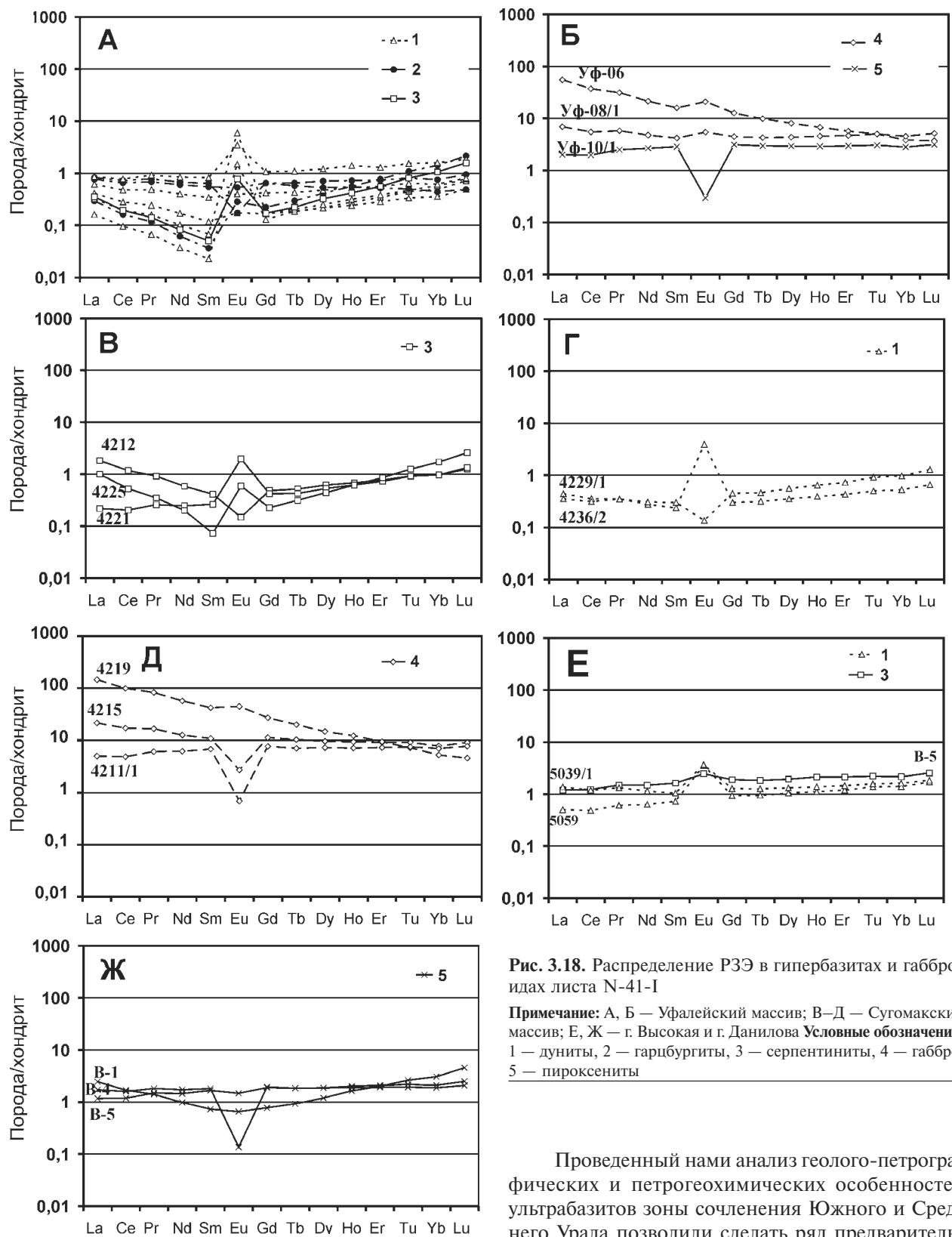


Рис. 3.18. Распределение РЗЭ в гипербазитах и габбро-идах листа N-41-I

Примечание: А, Б — Уфалейский массив; В–Д — Сугомакский массив; Е, Ж — г. Высокая и г. Данилова **Условные обозначения:** 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — серпентиниты, 4 — габбро, 5 — пироксениты

N-MORB, наиболее распространенного в габбро-офиолитовых комплексах. Для пироксенитов характерны накопление средних РЗЭ по сравнению с легкими и тяжелыми, минимальные содержания европия; в габбро, напротив, происходит накопление европия и легких редких земель.

Проведенный нами анализ геолого-петрографических и петрогеохимических особенностей ультрабазитов зоны сочленения Южного и Среднего Урала позволили сделать ряд предварительных выводов:

1. Для серпентинитов характерен дунит-гарцбургитовый состав при почти хондритовом типе распределения редкоземельных элементов: установлено незначительное преобладание Lu_N над La_N , наклон кривой очень пологий. Содержание редкоземельных элементов в пироксенитах нахо-

дится практически на том же уровне, что и в серпентинитах, и соответствует хондритовому.

2. Ультрабазиты Уфалейского и Сугомакского массивов сложены в значительной степени депле-тированными мантийными реститами гарцбургитового состава, для них характерны низкие содержания CaO, Al₂O₃, TiO₂ и обеднение легкими и средними редкоземельными элементами по отношению к тяжелым. Среди габброидов, ассоциирующих с гипербазитами Главного Уральского разлома, встречаются как типичные офиолитовые низкотитанистые разновидности, обедненные легкими редкоземельными элементами, так и породы, характеризующееся повышенными концентрациями лантаноидов.

3.2.1.2. Таловский массив

Внутреннее строение Таловского массива определяется асимметричной зональностью, которая обусловлена максимальным распространением серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов в его восточной части, а габброидных дифференциатов — на западе территории. Как следует из данных нормативного пересчета химических анализов пород, среди серпентинитов преобладают апогарцбургитовые разновидности со значительными вариациями содержания энстатита (60–90%), редкие образцы обнаруживают аподунитовую природу (табл. 3.11, рис. 3.19). Аполерцолитовые серпентиниты среди гипербазитов восточной части массива не отмечены. Вместе с тем, относительно свежие породы, по модальному минеральному составу близкие к лерцолитам, отмечаются в составе верлит-пироксенит-габбрового комплекса массива.

Для гипербазитов дунит-гарцбургитового комплекса массива характерны очень низкие содержания

CaO, TiO₂, Al₂O₃ и щелочей (табл. 3.9). Концентрация окиси титана в ультрабазитах не поднимается выше 0,09%, составляя в среднем в дунитах и гарцбургитах 0,06%, в лерцолитах она чуть выше (0,1%). Содержание суммарного железа в апоперидотитовых серпентинитах составляет 6–10%. Относительная железистость данного типа пород $f = 100 \cdot (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ изменяется в довольно узких пределах: от 6,67 в аподунитовых до 12 в апоперидотитовых серпентинитах, что характерно для альпинотипной формации. Единичные образцы серпентинитов обнаруживают повышенные значения железистости — до 14–19. Чаще всего это связано с процессом аллометаморфической серпентинизации (β -лизардитизации), при которой происходит обильное выделение магнетита и вынос магния [Варлаков, 1986].

В породах верлит-пироксенит-габбрового комплекса происходит постепенное увеличение концентрации таких компонентов как TiO₂, CaO, Al₂O₃, Na₂O, K₂O. В верлитах среднее содержание окиси титана составляет 0,26% (0,01–0,3%), в клинопироксенитах этот показатель достигает 0,34% (0,1–0,38%). В габбро концентрация TiO₂ довольно сильно варьирует (0,2–1,4%), достигая в отдельных образцах значений 3,02%. Наиболее высокие содержания титана (1,4–3,02%) характерны для рудных габбро, обогащенных титаномagnetитом, с низким содержанием кремнезема (38–41%) и высоким содержанием суммарного железа. В меланократовых (в том числе полосчатых) разновидностях габбро концентрация окиси титана варьирует от 0,21 до 0,86%, в среднем составляя 0,44%. В лейкогаббро и габбро-диоритах содержание TiO₂ изменяется в более узких пределах: 0,4–0,6% (в среднем 0,56%). Умеренно-высокой титанистостью отличаются базальтоиды обрамления и дайки диабазов — 1,4–1,56% (в среднем 1,48%).

Таблица 3.11

Средний химический состав пород Таловского габбро-гипербазитового массива

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма
1	6	60,97	0,45	15,5	6,17	0,1	2,6	5,4	3,9	1,2	4,0	100,29
2	4	52,36	0,54	15,21	8,71	0,14	5,91	9,25	3,87	0,67	2,0	98,66
3	17	47,87	0,53	15,94	12,12	0,15	8,62	11,2	2,6	0,47	0,5	100
4	2	48,79	1,02	12,85	9,31	0,19	6,76	11,24	4,66	1,73	2,4	98,95
5	6	45,84	0,52	9,72	9,95	0,13	20,54	7,94	1,9	0,25	2,02	98,81
6	24	49,55	0,25	3,1	7,5	0,2	18,2	17,6	0,6	0,1	2,0	99,1
7	14	46,09	0,16	1,2	10,44	0,18	25,2	11,7	0,7	0,04	4,3	100,01
8	3	41,04	0,09	1,25	15,0	0,21	31,7	5,8	1,0	0,4	5,1	101,59
9	11	41,0	0,05	1,5	8,2	0,1	38,6	1,5	0,2	0,03	7,0	98,18
10	17	38,02	0,06	0,6	12,2	0,14	42,1	0,7	0,44	0,06	6,33	100,65
11	12	42	0,08	0,62	8,39	0,1	36,13	1,77	0,69	0,09	10,2	100,11

Примечание: 1 — диориты кварцевые, 2 — габбро-диабазы, 3 — габбро, 4 — габбро роговообманковые, 5 — горнблендиты, 6 — клинопироксениты, 7 — верлиты, 8 — лерцолиты, 9 — гарцбургиты, 10 — дуниты, 11 — серпентиниты. Анализы заимствованы из работ В.В. Бабкина [1982 г.], В.И. Петрова и др. [2000 г.], А.Н. Грицука [2002]

В породах габброидного комплекса Таловского массива при повышении содержания кремнезема от 41,9 до 52,45% наблюдается постоянный рост содержаний Al_2O_3 от верлитов (1,36–8,5%) к габбро (12,76–16%) и габбро-диоритам (до 24,8%). В прямой зависимости с данными показателями находится щелочность пород. Сумма $Na_2O + K_2O$ в верлитах и пироксенитах массива, как правило, не превышает 0,5% и поднимается в габброидах (до 3% в меланогаббро и до 5–7,5% в габбро-диоритах). Максимальные содержания CaO приурочены к клинопироксенитам, где они составляют 16,8–20,2%.

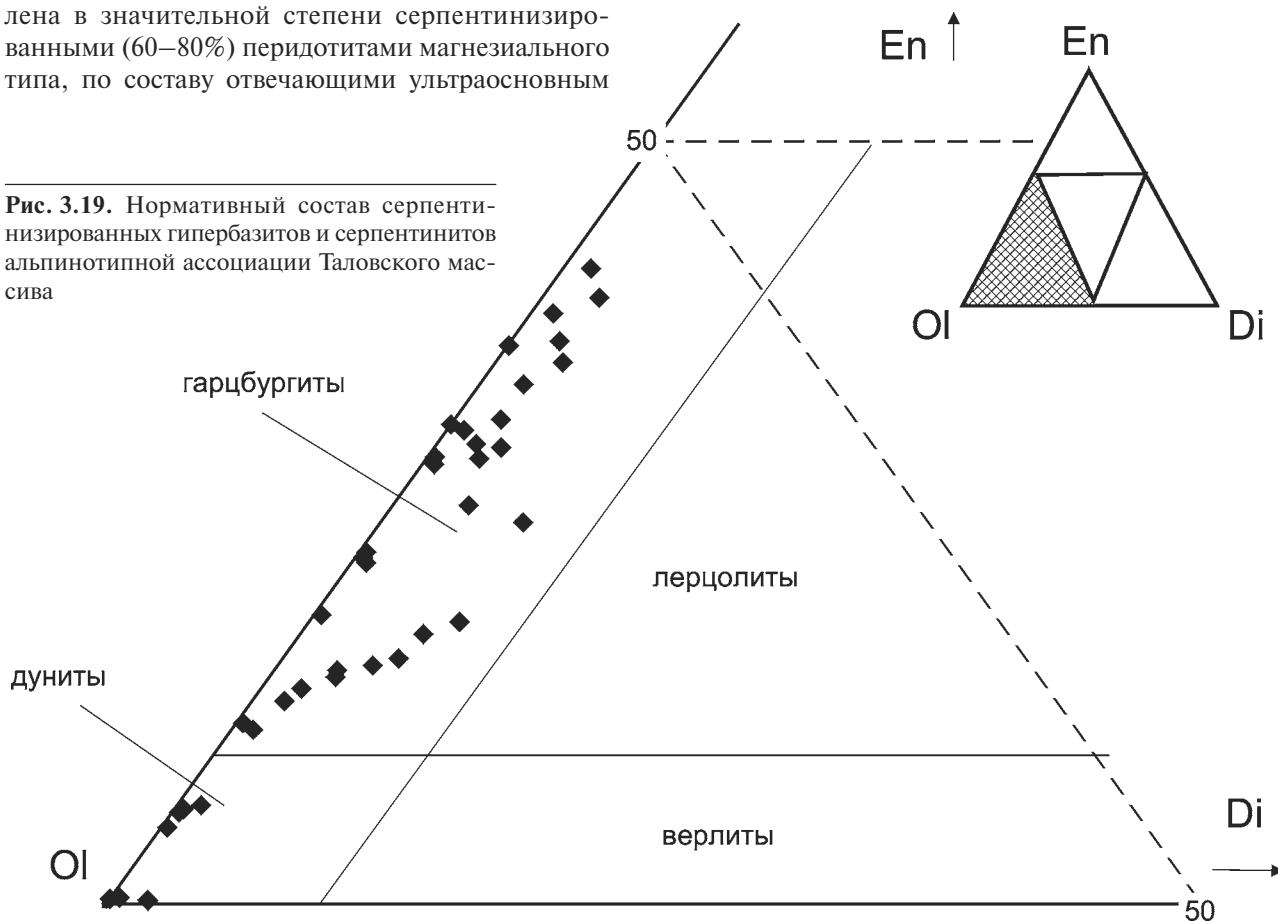
Суммарное содержание железа в породах полосчатого комплекса и габброидах массива варьирует от 6,5 до 11%, в отдельных образцах верлитов оно возрастает до 13,5%. При этом показатель относительной железистости базитов и ультрабазитов увеличивается более значительно. В верлитах и клинопироксенитах f составляет 14–22, а в габбро достигает 40. Происходит это, главным образом, за счет значительного обеднения пород магнием по отношению к перидотитам восточной части массива.

Приведенная краткая петрогеохимическая характеристика пород, слагающих Таловский габбро-гипербазитовый массив, свидетельствует о присутствии в его разрезе двух ассоциаций пород — гипербазитовой и габброидной. Первая представлена в значительной степени серпентинизированными (60–80%) перидотитами магнезиального типа, по составу отвечающими ультраосновным

членам основания офиолитовых ассоциаций. Принадлежность Таловского массива к комплексам офиолитового типа подтверждается также расположением фигуративных точек составов слагающих его гипербазитов на диаграмме О.М. Глазунова (рис. 3.20). При этом все точки, характеризующие апоперидотитовые серпентиниты, находятся в поле магнезиальных гипербазитов и представляют собой, скорее всего, истощенный легкоплавкими компонентами рестит. Напротив, базиты и гипербазиты габброидного комплекса образуют непрерывный тренд составов, направленный из магнезиальной области в железистую. Довольно компактное изолированное поле реститов, с одной стороны, и протяженный тренд габбро и пород полосчатого комплекса, с другой, — говорят о различном их генезисе. Для последних, по нашему мнению, наиболее вероятным является возникновение при дифференциации базальтового расплава, отделившегося от мантийного источника с образованием комплементарного ему тугоплавкого остатка.

На диаграмме АФМ (рис. 3.21) линия тренда дифференциации верлит-пироксенит-габбрового комплекса Таловского массива проходит вблизи границы толеитовых и известково-щелочных серий. В более ранних дифференциатах расплава происходит незначительное накопление железа, а поздние дифференциаты обогащены кальцием

Рис. 3.19. Нормативный состав серпентинизированных гипербазитов и серпентинитов альпинотипной ассоциации Таловского массива



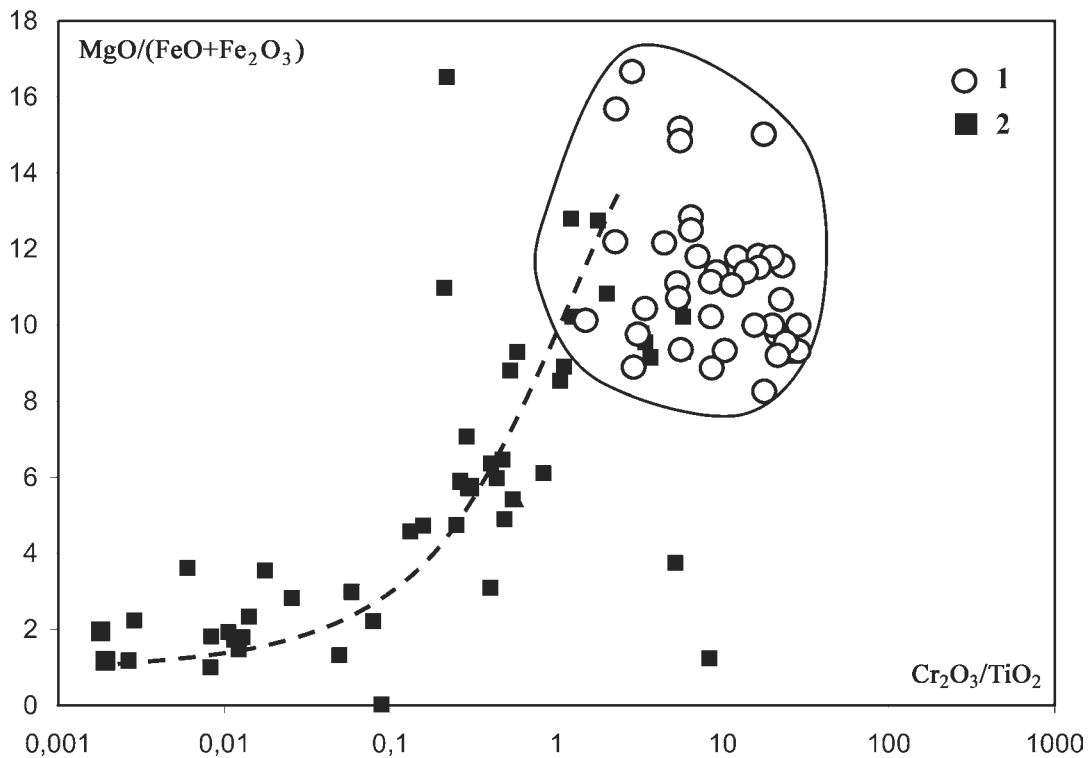


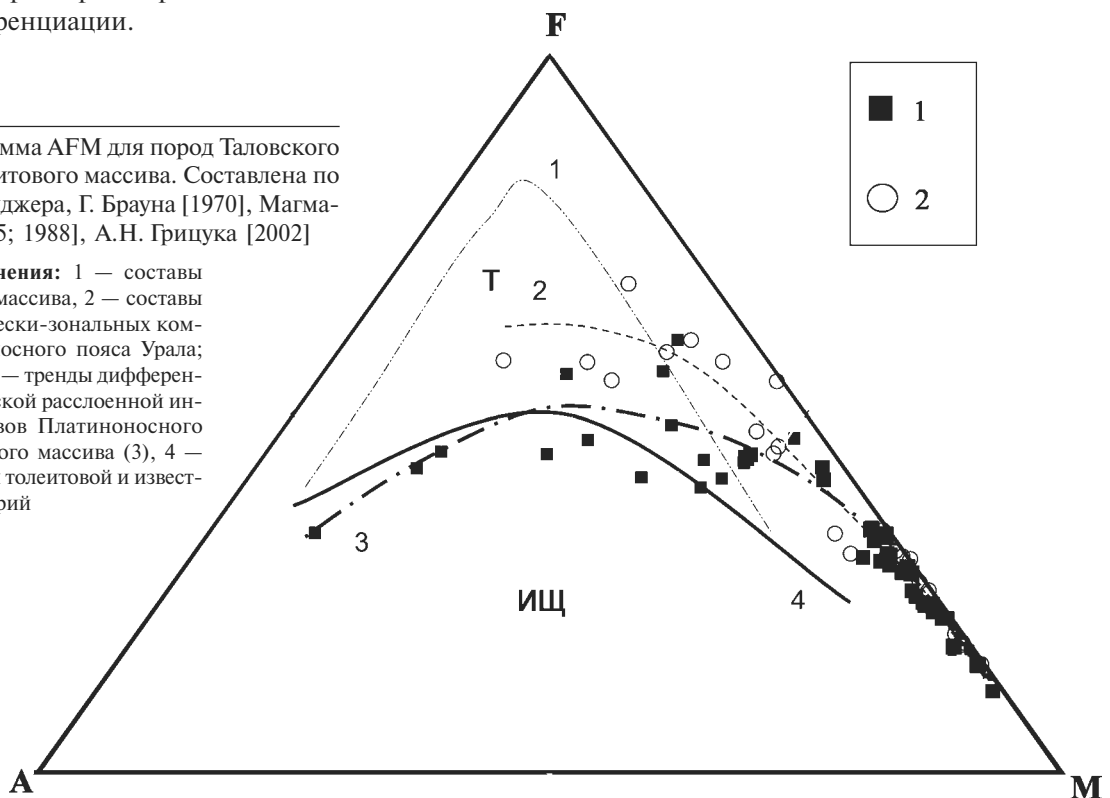
Рис. 3.20. Диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{MgO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ для пород Таловского габбро-гипербазитового массива
Условные обозначения: 1 — апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты и дуниты, 2 — пироксениты, верлиты

и щелочами. Отмеченные особенности отличают их как от концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса, так и от классических расслоенных интрузий (типа Скергаардской), для которых характерны ярко выраженные толеитовые тренды дифференциации.

В офиолитах встречаются различные геохимические типы дифференциации: от ярко выраженных толеитовых (Войкаро-Сыньинский массив) до переходных между толеитовым и известково-

Рис. 3.21. Диаграмма AFM для пород Таловского габбро-гипербазитового массива. Составлена по данным Л.П. Уэйджера, Г. Брауна [1970], Магматические ... [1985; 1988], А.Н. Грицука [2002]

Условные обозначения: 1 — составы пород Таловского массива, 2 — составы пород концентрически-зональных комплексов Платиноносного пояса Урала; номера линий: 1–3 — тренды дифференциации Скергаардской расслоенной интрузии (2), массивов Платиноносного пояса (2), Таловского массива (3), 4 — пограничная линия толеитовой и известково-щелочной серий



щелочным (Средний Крака). По рассматриваемым петрохимическим показателям (AFM) породы Таловского массива сходны со среднекракинскими. Породы альпинотипной ассоциации Таловского массива на рассмотренной диаграмме образуют весьма компактное поле вблизи вершины «М», что может свидетельствовать об их реститовой природе.

В альпинотипных гипербазитах массива наблюдаются устойчиво высокие концентрации хрома, варьирующие в пределах 2242–4436 г/т при среднем значении 2833 г/т. Породы полосчатого комплекса (верлиты и пироксениты) содержат хром в значительно меньших количествах — 384–770, в среднем 550 г/т. В габброидах этот показатель уменьшается до 90 г/т (38–180 г/т).

Вариации содержания никеля в дунитах и пирититах более значительны (420–4240 г/т) при среднем значении 1730 г/т. В верлитах и пироксенитах концентрация данного элемента находится на уровне 220–250 г/т, тот же порядок значений характерен и для габбро (210–220 г/т). В отдельных образцах меланогаббро встречаются аномально высокие концентрации никеля, сравнимые по этому показателю с альпинотипными гипербазитами — 1060 г/т. Интересно отметить, что именно в данных разностях пород обнаружены повышенные содержания Ti, ΣFeO и P3Э. Наиболее низкие содержания ванадия отмечены в верлитах и пироксенитах (в среднем 113 г/т). В альпинотипных гипербазитах и габбро получены близкие значения концентрации данного элемента, соответственно 225 и 250 г/т.

Содержание редкоземельных элементов в альпинотипных гипербазитах близко к хондритово-

му (табл. 3.12, рис. 3.22), составляя в сумме около 2,5 г/т. Наблюдается два типа распределения P3Э: в первом графики параллельны хондритовому уровню, значения P3Э_N варьируют от 0,8 до 5 единиц; для второго типа характерно наличие «провала» в области средних лантаноидов до значений 0,1–0,5 единиц и постоянной положительной аномалии европия, нормированные значения для легких и тяжелых P3Э примерно равны и составляют от 0,8 до 9 единиц. Какой-либо зависимости проявления того или иного типа распределения P3Э_N от первичного состава пород или степени серпентинизации не отмечено. В верлитах и пироксенитах редкоземельные элементы распределены более равномерно. В подавляющем большинстве образцов отмечено слабое возрастание хондрит-нормированных значений от легких к тяжелым лантаноидам ($\text{La}_N = 2-8$, $\text{Sm}_N = 1-10$, $\text{Lu}_N = 2-10$). В единичных пробах отмечается незначительное повышение концентраций лантана и церия.

Наиболее разнообразны содержания P3Э и характер их распределения в более богатых кремнеземом породах: габбро, диоритах и плагиогранитах. В большей части проанализированных образцов габбро (83%) отмечено невысокое содержание P3Э с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими (тип N-MORB): $\text{La}_N = 2-11$, $\text{Sm}_N = 5-15$, $\text{Lu}_N = 8-20$. В редких образцах габбро, а также в пробах плагиогранитов отмечено резкое обогащение легкими лантаноидами ($\text{La}_N = 20-80$, $\text{Sm}_N = 5-10$, $\text{Lu}_N = 1-9$).

В одном образце рудного роговообманкового габбро (обр. 9045) отмечен повышенный уровень содержания всех редкоземельных элементов

Таблица 3.12

Содержание редкоземельных элементов в породах Таловского габбро-гипербазитового массива

порода	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
n	15	2	1	1	2	3	2	2	3	6	11
La	1,898	6,015	7,750	3,580	17,715	0,730	5,750	0,850	0,517	0,550	1,080
Ce	4,918	11,800	21,500	9,550	27,800	2,767	8,650	2,405	1,293	1,298	1,592
Pr	0,761	1,385	3,700	1,430	2,585	0,507	0,725	0,410	0,200	0,179	0,149
Nd	4,131	5,235	22,300	7,070	8,200	3,233	2,155	2,450	1,013	0,862	0,493
Sm	1,548	1,290	8,270	2,310	1,740	1,370	0,415	0,995	0,350	0,278	0,117
Eu	0,718	0,325	1,550	1,290	0,445	0,247	0,365	0,375	0,263	0,055	0,094
Gd	2,500	1,575	11,600	3,680	2,150	2,043	0,670	1,800	0,660	0,515	0,207
Tb	0,404	0,235	1,720	0,570	0,330	0,327	0,125	0,280	0,127	0,091	0,039
Dy	2,519	1,390	9,300	3,320	1,920	2,017	0,865	1,695	0,887	0,597	0,282
Ho	0,583	0,305	1,960	0,740	0,415	0,460	0,230	0,390	0,240	0,152	0,077
Er	1,726	0,850	5,150	2,140	1,130	1,333	0,770	1,125	0,843	0,477	0,261
Tm	0,277	0,127	0,700	0,330	0,165	0,210	0,140	0,180	0,163	0,081	0,049
Yb	1,593	0,685	3,860	1,740	0,890	1,177	0,900	1,030	1,133	0,515	0,335
Lu	0,288	0,113	0,580	0,300	0,145	0,215	0,180	0,325	0,243	0,096	0,067

Примечание: 1–3 — габброиды (1 — тип N-MORB, 2 — $\text{La}_N > \text{Sm}_N > \text{Lu}_N$, 3 — роговообманковое габбро с повышенными содержаниями всех P3Э); 4 — сиенодиорит; 5 — гранитоиды; 6–7 — клинопироксениты (6 — тип N-MORB, 7 — $\text{La}_N > \text{Sm}_N > \text{Lu}_N$); 8 — верлиты; 9 — оливиновые вебстериты; 10–11 — серпентинизированные дуниты и гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты (10 — $\text{La}_N < \text{Sm}_N < \text{Lu}_N$, 11 — W-образный тип распределения P3Э)

Рис. 3.22. Распределение редкоземельных элементов в породах Таловского массива, нормированное относительно хондрита С1

Примечание: А — серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, апогарцбургитовые серпентиниты, Б — клинопироксениты, верлиты, оливковые вебстериты, В — габброиды типа N-MORB (заштрихованное поле), габбро и гранитоиды, обогащенные легкими РЗЭ

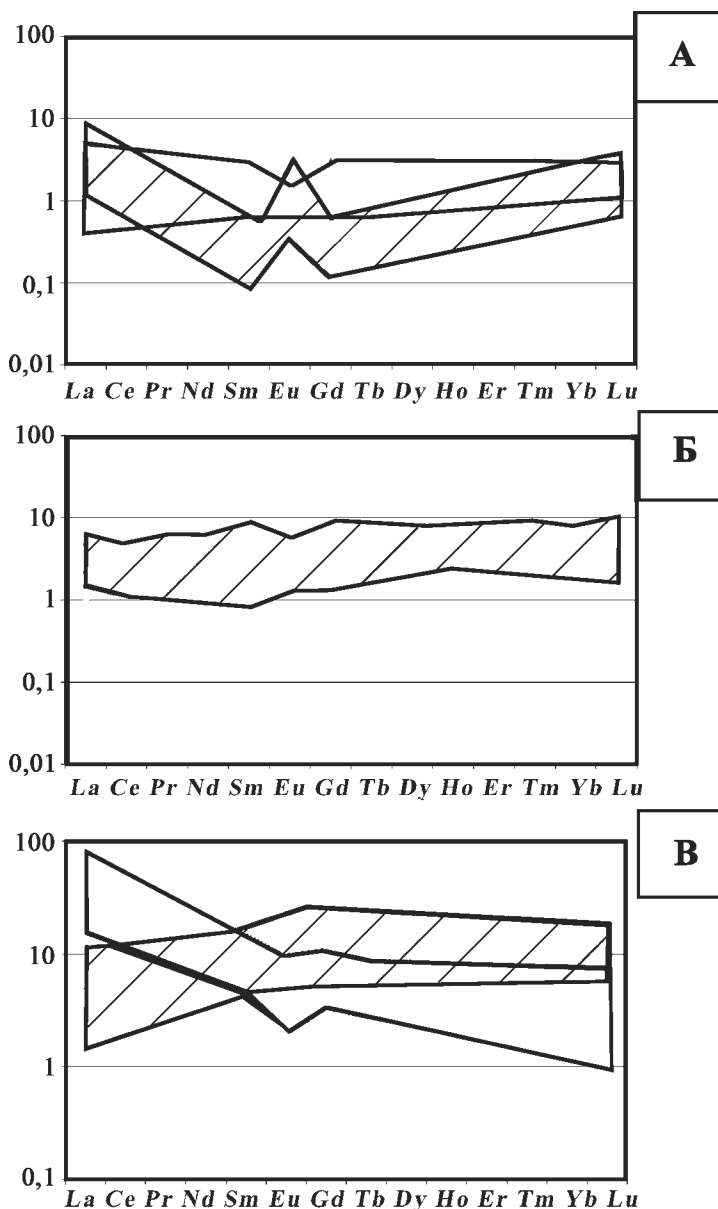
(100 г/т и примерно 30–50 ед. по отношению к хондриту) с некоторым преобладанием средних лантаноидов над легкими и тяжелыми и отрицательной аномалией европия. Помимо РЗЭ порода также обогащена титаном, никелем и железом. В базальтоидах обрамления редкие земли содержатся в количествах, сопоставимых с габбро Таловского массива. При этом обнаруживается тенденция к некоторому преобладанию тяжелых лантаноидов над легкими без каких-либо аномалий в отношении европия, что сближает их с базальтами типа N-MORB.

Проведенное изучение геохимических особенностей гипербазитов и габброидов Таловского массива подтверждает правомерность выделения в его составе двух комплементарных ассоциаций пород: дунит-гарцбургитовой и верлит-клинопироксенит-габбровой. Среди гипербазитов первой ассоциации встречаются как слабодеплетированные с хондритовым типом распределения РЗЭ, так и деплетированные в большей степени (W-образный тип распределения). В габбро также присутствуют разновидности, обогащенные либо легкими, либо тяжелыми РЗЭ. По петрогеохимическим характеристикам рассмотренный массив заметно ближе к гипербазитам западного склона Южного Урала (в частности, Крака), чем к массивам ГУРа.

3.2.2. Гипербазиты северной части Вознесенско-Присакмарской зоны

В общей выборке геохимических данных западный пояс предстален анализами ультрабазитов Миндякского, Нуралинского, Юшкадинского, Бурангуловского и Абзаковского массивов. В восточном поясе охарактеризованы породы Калканского, Аушкульского, Юлдашевского массивов и ряда более мелких тел. Средние значения петрогенных компонентов пород представлены в таблице 3.13.

Состав изученных гипербазитов довольно однообразен: на всех массивах преобладают высокомагнезиальные породы (MgO 39–45%), они обогащены никелем (NiO 0,14–0,3%), хромом (Cr₂O₃ 0,39–0,57%). Одновременно с этим в ультрабазитах



тах отмечаются низкие содержания щелочей (Na₂O 0,03–0,3%, K₂O 0,01–0,05%), титана (TiO₂ 0,04–0,11%), кальция (CaO 0,18–1,86%) и алюминия (Al₂O₃ 0,5–2,1%).

Различия гипербазитов восточного и западного поясов лучше всего проявлены по распределению в них Na₂O, CaO и нормативного диопсида. Наиболее высокие средние содержания CaO зафиксированы в серпентинизированных перидотитах и дунитах западного пояса (1,03–1,86%), в апогарцбургитовых серпентинитах, гарцбургитах и дунитах восточного пояса оно составляет 0,18–0,99%. Концентрация Na₂O также выше в породах западного гипербазитового пояса (0,22–0,33%) по сравнению с восточным (0,03–0,07%).

Статистические гистограммы, составленные по данным частных анализов, детализируют общую картину и подтверждают сделанные выводы (рис. 3.23). Содержание нормативного диопсида

Таблица 3.13

Средние химические составы альпинотипных гипербазитов северной части Вознесенско-Присакмарской зоны

Массивы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
n	16	4	5	10	22	4	6	7	5	4	11
SiO ₂	44,89	44,93	44,62	45,29	40,73	44,08	45,41	44,59	43,62	44,72	45,90
TiO ₂	0,07	0,08	0,09	0,04	0,07	0,11	0,08	0,09	0,11	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	1,58	1,51	2,10	0,61	1,78	2,02	1,35	1,51	1,50	0,94	1,11
ΣFeO	8,59	8,95	9,26	9,15	7,05	8,70	8,28	8,62	9,96	8,64	9,40
MnO	0,11	0,11	0,13	0,11	0,08	0,11	0,11	0,15	0,14	0,11	0,11
MgO	42,23	42,29	41,75	43,02	39,02	43,08	43,52	43,25	43,40	44,42	41,88
CaO	1,58	1,86	1,17	0,67	1,6	1,03	0,47	0,99	0,45	0,18	0,89
Na ₂ O	0,26	0,22	0,06	0,22	0,328	0,07	0,06	0,05	0,09	0,03	0,05
K ₂ O	0,04	0,05	0,04	0,01	0,046	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,06
Cr ₂ O ₃	0,39	0,00	0,55	0,55	8,52	0,53	0,39	0,49	0,45	0,57	0,43
NiO	0,25	0,00	0,22	0,33	0,44	0,27	0,30	0,24	0,28	0,30	0,14
f	9,32	9,65	10,07	9,70	9,72	9,25	8,76	9,15	10,38	8,95	10,18
Di	4,75	5,56	3,55	1,99	5,44	3,08	1,41	2,94	1,33	0,53	2,70
En	21,42	19,57	23,00	24,21	17,42	19,51	25,36	20,75	18,61	22,08	27,50
Ol	73,83	74,87	73,45	73,80	77,13	77,41	73,24	76,31	80,06	77,40	69,80
CaO/Al ₂ O ₃	1,00	1,24	0,56	1,10	0,86	0,51	0,35	0,65	0,30	0,19	0,80

Массивы: 1 — Нуралинский, 2 — Юшкадинский, 3 — Тарлауский (Бурангуловский), 4 — Калканский, 5 — Миндякский, 6 — Абзаковский, 7 — Иремельский, 8 — Аушкульский, 9 — Карагайкульский, 10 — Ургунский, 11 — Юлдашевский

в гипербазитах рассматриваемой площади варьирует от 0, n% до 10%. При этом в породах восточного пояса наблюдается один максимум встречаемости (1–2%), практически полностью отсутствуют породы с более высокими содержаниями клинопироксена. Несколько более пологий наклон имеет кривая в сторону уменьшения концентрации данного минерала.

В гипербазитах западного пояса фиксируются два практически равнозначных максимума встре-

чаемости значений рассматриваемого показателя, то есть имеет место бимодальный характер его распределения. В пределах Нуралинского, Юшкадинского, Миндякского и Абзаковского массивов преобладают породы двух типов: 1) практически не содержащие моноклинного пироксена (< 1%) и 2) породы с содержанием диопсида около 5%. Все остальные разновидности гипербазитов имеют примерно одинаковое распространение, значительно уступая рассмотренным выше (рис. 3.23).

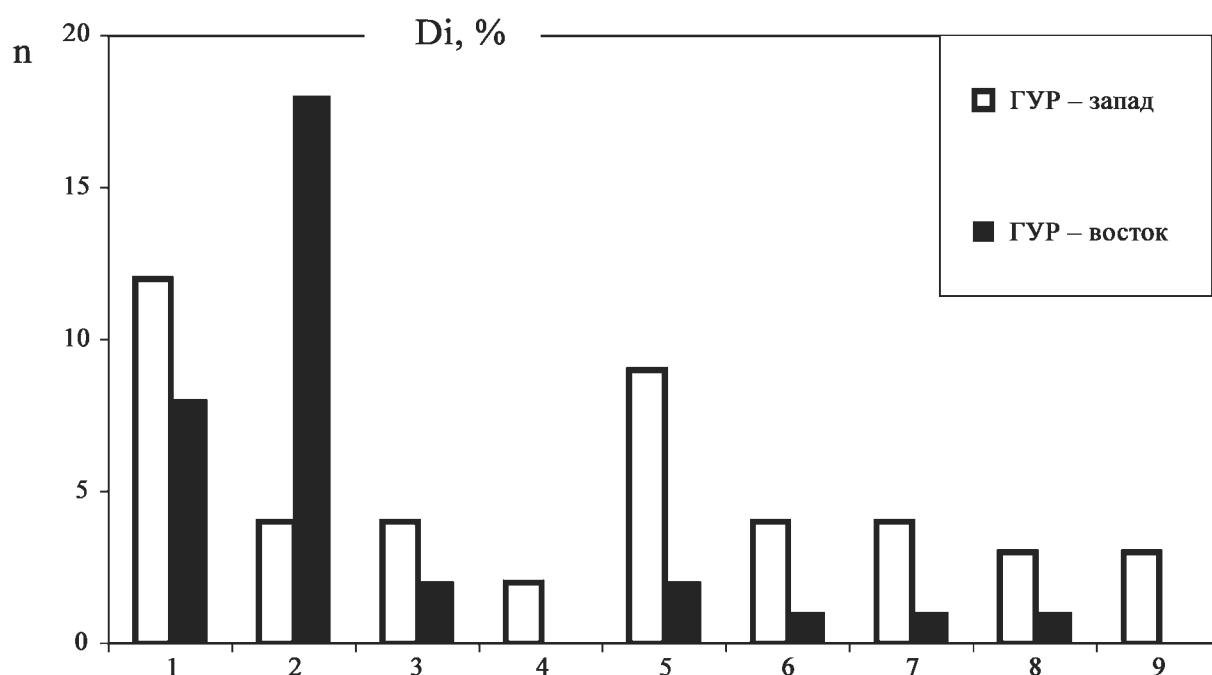


Рис. 3.23. Гистограмма распределения содержаний нормативного диопсида в реститовых гипербазитах северной части Вознесенско-Присакмарской зоны

Распределение ромбического пироксена в гипербазах северной части Вознесенско-Присакмарской зоны подчиняется нормальному закону с четко выраженным максимумом встречаемости, соответствующим диапазону значений 20–25% (рис. 3.24). Близко к нормальному также и распределение значений относительной железистости ультрабазитов. Наиболее часто встречаются породы с $f=9-11$ (рис. 3.25).

Различия между гипербазами восточного и западного пояса хорошо видны на диаграммах

$Ol - En - Di$ и $CaO - CaO/Al_2O_3$ (рис. 3.26, 3.27), что также связано с обогащением последних кальцием. Судя по результатам пересчета химических анализов пород на нормативный минеральный состав, на массивах восточного пояса практически отсутствуют лерцолиты и очень мало высокомагнетизальных дунитов. Главная роль здесь принадлежит гарцбургитам и образованным на их месте серпентинитам. Нормативный минеральный состав пород западного гипербазитового пояса более разнообразен. Основную роль в его строении играют

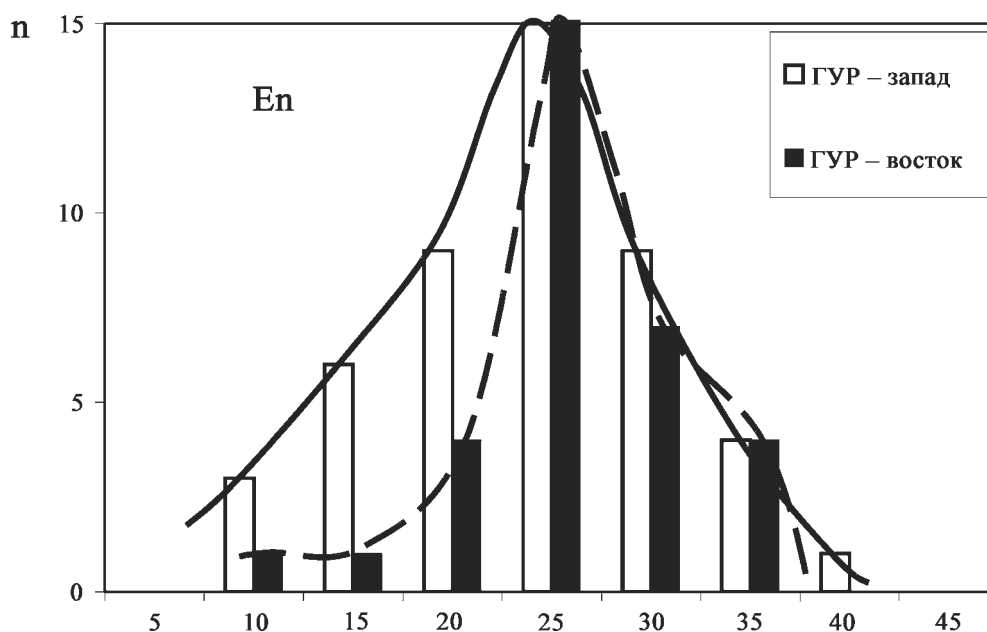


Рис. 3.24. Гистограмма распределения содержаний нормативного энстатита в реститовых гипербазах северной части Вознесенско-Присакмарской зоны

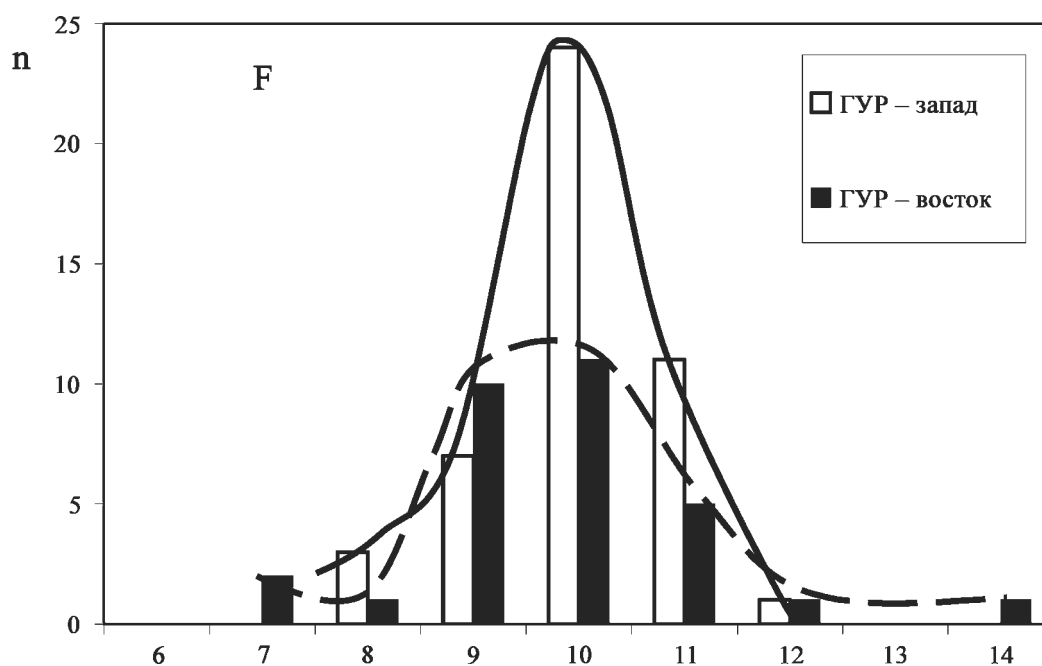


Рис. 3.25. Гистограмма распределения значений относительной железистости реститовых гипербазитов северной части Вознесенско-Присакмарской зоны

перидотиты, содержащие 3–8% диопсида, 10–30% энстатита и 65–80% оливина (80% проб). В ограниченном количестве здесь встречаются дуниты и гарцбургиты без клинопироксена.

Диаграмма $\text{CaO} - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 3.27) также иллюстрирует значительные различия пород западного и восточного поясов. Фигуративные точки ультрабазитов восточного пояса формируют компактное поле в области составов дунитов и гарцбургитов, тогда как гипербазиты западного пояса образуют протяженный тренд, направленный от начала координат (дуниты) в область лерцолитов с содержанием клинопироксена до 10%.

Характерной особенностью перидотитов западного пояса является слабая зависимость между содержанием кальция и величиной отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Тренд, образованный фигуративными точками рассматриваемых пород, значительно отличается от рассчитанного для модельных составов шпинелевых перидотитов. Связано это, скорее всего, с широким распространением в пределах изученных массивов ассоциаций с участием плагиоклаза (массивы Нурали, Миндяк, Бурангуловский).

Рис. 3.26. Диаграмма $\text{Ol} - \text{En} - \text{Di}$ для реститовых гипербазитов северной части Вознесенско-Присакмарской зоны

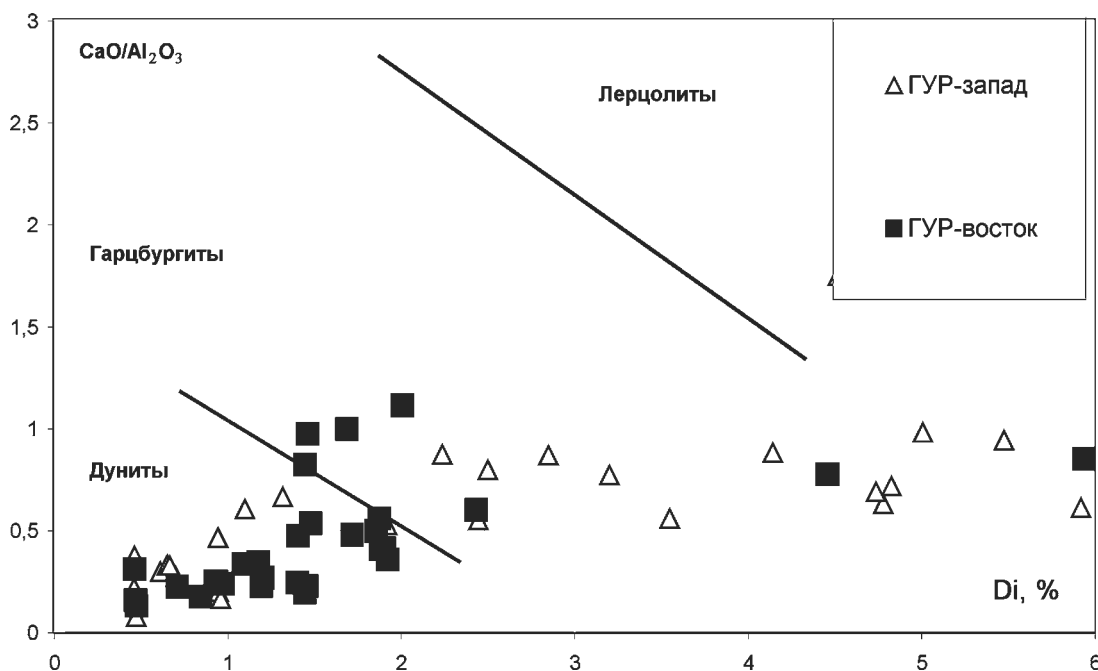
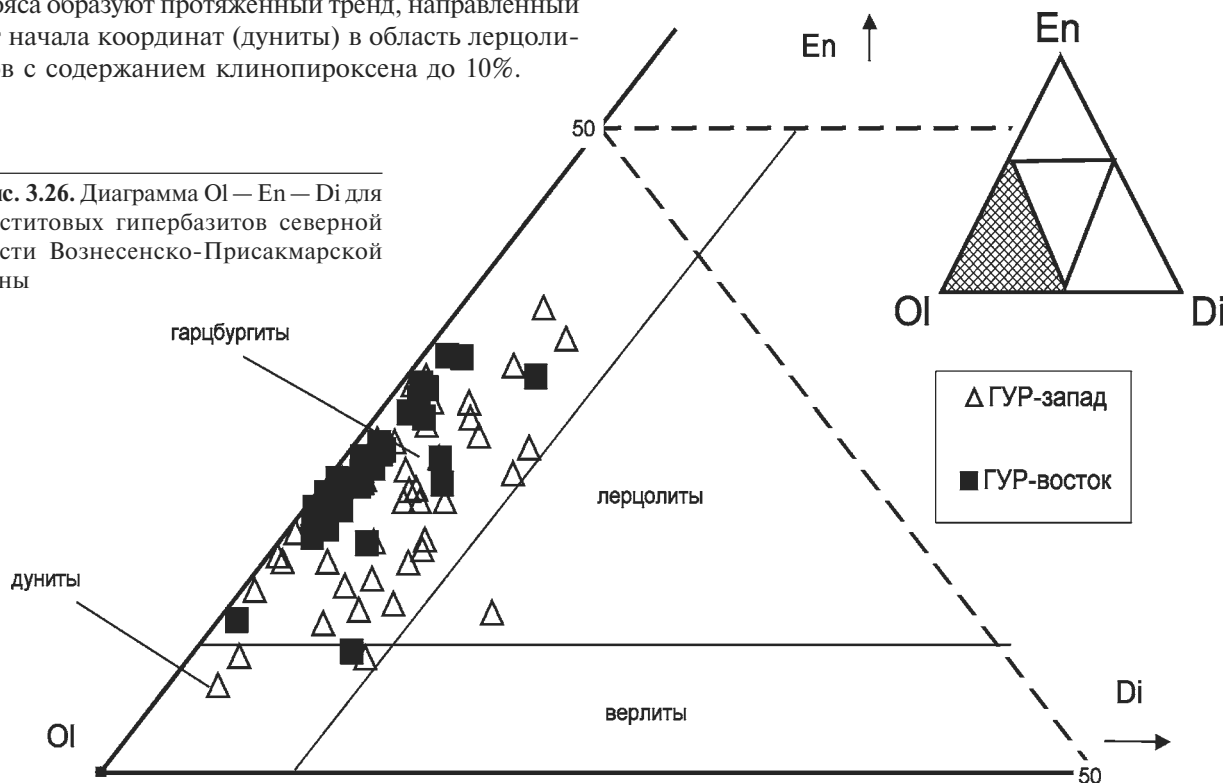


Рис. 3.27. Диаграмма $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Di}$ для реститовых гипербазитов северной части Вознесенско-Присакмарской зоны

Из элементов-примесей в ультрабазитах северной части Вознесенско-Присакмарской зоны в заметных количествах присутствуют лишь тугоплавкие никель и хром (рис. 3.28). Содержание NiO в гипербазитах массивов восточного пояса варьирует в пределах 0,2–0,3%, для пород западного пояса характерен еще более узкий диапазон значений (0,2–0,25%). Более значительные колебания обнаруживает в породах концентрация Cr₂O₃ (0,28–0,57%).

Одной из важных геохимических характеристик альпинотипных гипербазитов является содержание и характер распределения в них РЗЭ. В настоящее время мы располагаем ограниченным банком данных по содержанию РЗЭ в гипербазитах северной части Вознесенско-Присакмарской зоны (табл.3.14–3.16). Наиболее детально изучены Миндякский, Калканский и Нуралинский массивы, единичные определения содержаний лантаноидов сделаны в образцах из Бурангуловского и Абзаковского массивов (рис. 3.29–3.31). По Нуралинскому массиву, кроме собственных данных, нами использованы также опубликованные материалы [Смирнов, 1995; Ферштатер, Беа, 1996].

В шпинелевых и шпинель-плаггиоклазовых лерцолитах и гарцбургитах Нуралинского массива наблюдаются значительные вариации величин РЗЭ_N, охватывающие диапазон значений от 0,05 до 2 единиц хондритового уровня. Как правило, не наблюдается четкой корреляции между концентрацией лантаноидов и кремнекислотностью пород. Во всех изученных образцах Sm_N/Yb_N < 1, а хондрит-нормированные значения легких РЗЭ варьируют в более широком диапазоне. В пробах отмечается как преобладание лантана над сама-

рием (La_N > Sm_N), так и обратные соотношения (La_N < Sm_N). В первом случае фиксируются наибольшие содержания суммы редкоземельных элементов.

Два типа распределения РЗЭ_N отмечаются в гипербазитах Калканского массива. Первый из них выражается в постепенном увеличении хондрит-нормированных значений от легких РЗЭ к тяжелым (La_N < Sm_N < Lu_N), для второго характерен W-образный вид кривой с глубокими минимумами для Sm_N и Gd_N при интенсивной положительной аномалии европия. Первый тип распределения РЗЭ_N зафиксирован в частично серпентинизированных гарцбургитах горы Калкан. Хондрит-нормированные значения одних и тех же элементов во всех пробах довольно выдержаны и составляют соответственно: La_N = 0,19–0,45; Sm_N = 0,3–0,5; Eu_N = 0,9–1,7; Lu_N = 1,9–3,14.

Второй тип распределения зафиксирован в апогарцбургитовых серпентинитах северо-восточной части массива, в блоке горы Гафартуш. Хондрит-нормированные значения для легких, тяжелых РЗЭ и европия в данном типе близки (La_N ≈ Eu_N ≈ Lu_N = 0,5–1,7); резкое их уменьшение наблюдается для средних лантаноидов (Sm_N ≈ Gd_N = 0,09–0,2).

Самой многочисленной группой анализов в общей выборке представлены ультрабазиты Миндякского массива. В целом в шпинелевых и шпинель-плаггиоклазовых перидотитах проявлен устойчивый характер распределения и уровень содержаний РЗЭ. Практически во всех пробах наблюдается постепенное увеличение хондрит-нормированных значений от легких лантаноидов к тяжелым. Значения La_N варьируют в пределах

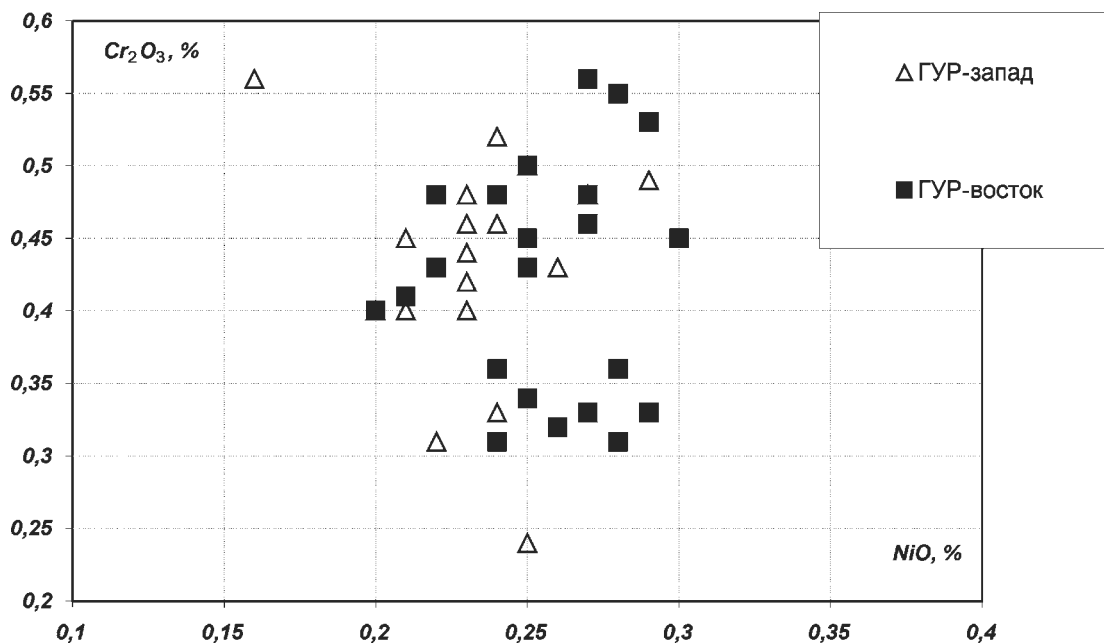


Рис. 3.28. Диаграмма NiO — Cr₂O₃ для реститовых гипербазитов северной части Вознесенско-Присакмарской зоны

Таблица 3.14

Содержание редкоземельных элементов в габбро и гипербазитах Миндякского массива

	1	2	3	4	5	6	7	8	
	5702	5718	5643-1	5592	5709	5710	5644	5704	
La	0,13	0,063	0,24	0,26	0,12	0,096	0,38	0,26	
Ce	0,28	0,13	0,55	0,57	0,27	0,25	0,6	0,52	
Pr	0,035	0,018	0,074	0,069	0,035	0,039	0,057	0,062	
Nd	0,15	0,08	0,35	0,31	0,15	0,2	0,18	0,25	
Sm	0,041	0,018	0,11	0,09	0,045	0,072	0,038	0,069	
Eu	0,02	0,017	0,12	0,023	0,012	0,023	0,17	0,33	
Gd	0,13	0,09	0,23	0,17	0,11	0,18	0,081	0,15	
Tb	0,029	0,02	0,044	0,032	0,025	0,04	0,017	0,03	
Dy	0,27	0,18	0,33	0,24	0,22	0,35	0,14	0,24	
Ho	0,089	0,059	0,089	0,064	0,07	0,11	0,043	0,067	
Er	0,38	0,24	0,29	0,22	0,27	0,44	0,16	0,24	
Tu	0,087	0,053	0,057	0,041	0,06	0,097	0,033	0,048	
Yb	0,71	0,44	0,41	0,28	0,5	0,78	0,25	0,34	
Lu	0,18	0,11	0,081	0,057	0,12	0,19	0,054	0,072	
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	5646	5703-2	5647	5714	5629-1	МН-24	МН-22/2	МН-19/2	МН-12/1
La	2,02	0,14	0,075	0,33	0,21	0,014	0,035	0,18	0,081
Ce	5,27	0,27	0,16	0,48	0,38	0,071	0,19	0,37	0,17
Pr	0,79	0,032	0,019	0,042	0,043	0,022	0,035	0,052	0,021
Nd	4,2	0,12	0,083	0,13	0,16	0,24	0,25	0,23	0,089
Sm	1,43	0,032	0,013	0,019	0,04	0,17	0,12	0,07	0,021
Eu	0,11	0,11	0,023	0,041	0,032	0,12	0,015	0,079	0,025
Gd	1,87	0,08	0,071	0,07	0,091	0,28	0,24	0,18	0,067
Tb	0,29	0,018	0,017	0,017	0,021	0,047	0,046	0,037	0,015
Dy	1,76	0,16	0,15	0,16	0,18	0,32	0,34	0,29	0,13
Ho	0,39	0,05	0,052	0,055	0,059	0,077	0,09	0,086	0,041
Er	1,12	0,21	0,23	0,24	0,24	0,23	0,29	0,31	0,16
Tu	0,17	0,049	0,053	0,057	5,3	0,039	0,057	0,065	0,034
Yb	0,94	0,41	0,46	0,5	0,44	0,25	0,4	0,49	0,28
Lu	0,16	0,1	0,12	0,13	0,105	0,045	0,079	0,11	0,063

Примечание: 1 — серпентинит апогарибургитовый; 2, 5–7 — перидотиты шпинелевые; 3, 8 — перидотиты шпинель-плагиоклазовые; 4 — гарцбургит; 9 — габбро меланократовое; 10–12, 14, 15 — перидотиты шпинель-плагиоклазовые; 13, 17 — перидотиты шпинелевые; 16 — верлит

Таблица 3.15

Содержание редкоземельных элементов в гипербазитах Калканского и Абзаковского массивов

	1	2	3	4	5	6
	КЛ-10/1	КЛ-7/1	КЛ-14/1	КЛ-1/1	УТ-99-4/1	УТ-99-4/2
La	0,16	0,28	0,77	0,56	2,54	0,9
Ce	0,23	0,72	1,5	0,71	2,48	1,48
Pr	0,021	0,11	0,18	0,057	0,15	0,14
Nd	0,065	0,54	0,7	0,15	0,34	0,44
Sm	0,013	0,18	0,19	0,023	0,05	0,098
Eu	0,14	0,019	0,19	0,054	0,022	0,4
Gd	0,031	0,13	0,3	0,05	0,12	0,18
Tb	0,0073	0,024	0,052	0,0096	0,026	0,035
Dy	0,069	0,18	0,35	0,071	0,24	0,27
Ho	0,023	0,051	0,087	0,019	0,077	0,075
Er	0,1	0,18	0,27	0,063	0,3	0,26
Tu	0,024	0,033	0,047	0,011	0,07	0,051
Yb	0,19	0,23	0,29	0,076	0,59	0,37
Lu	0,054	0,048	0,055	0,016	0,14	0,075

Примечание: 1–6 — серпентиниты (1, 2, 5, 6 — апогарибургитовые)

Таблица 3.16

Содержание редкоземельных элементов в гипербазитах Нуралинского и Бурангуловского массивов

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Нр-5	Нр-2	Нр-6	Кн-32	Кн-29	Кн-24	Кн-23	Кир-98-221
La	0,092	0,7	0,82	0	0,18	0	0,39	0,24
Ce	0,23	1,28	1,65	0,03	0,15	0	0,49	0,58
Pr	0,034	0,14	0,19	0	0,04	0	0,11	0,081
Nd	0,18	0,52	0,79	0,08	0,17	0,16	0,67	0,39
Sm	0,056	0,13	0,21	0	0,01	0	0,26	0,13
Eu	0,041	0,13	0,044	0	0	0,05	0,03	0,075
Gd	0,13	0,21	0,39	0	0,04	0,15	1,26	0,19
Tb	0,027	0,039	0,076	0	0	0,04	0,42	0,04
Dy	0,22	0,27	0,55	0,02	0,04	0,39	3,76	0,31
Ho	0,064	0,07	0,16	0	0	0,09	1,05	0,088
Er	0,24	0,22	0,54	0,02	0,03	0,27	3,3	0,3
Tu	0,049	0,039	0,1	0	0	0,05	0,6	0,06
Yb	0,36	0,27	0,69	0,03	0,05	0,31	3,51	0,44
Lu	0,078	0,051	0,14	0	0	0,05	0,49	0,09

Примечание: 1, 6 — лерцолиты шпинелевые; 2, 5 — гарцбургиты; 3 — дунит; 4 — дунит-гарцбургит; 7 — лерцолит шпинель-плагиоклазовый; 8 — перидотит шпинелевый

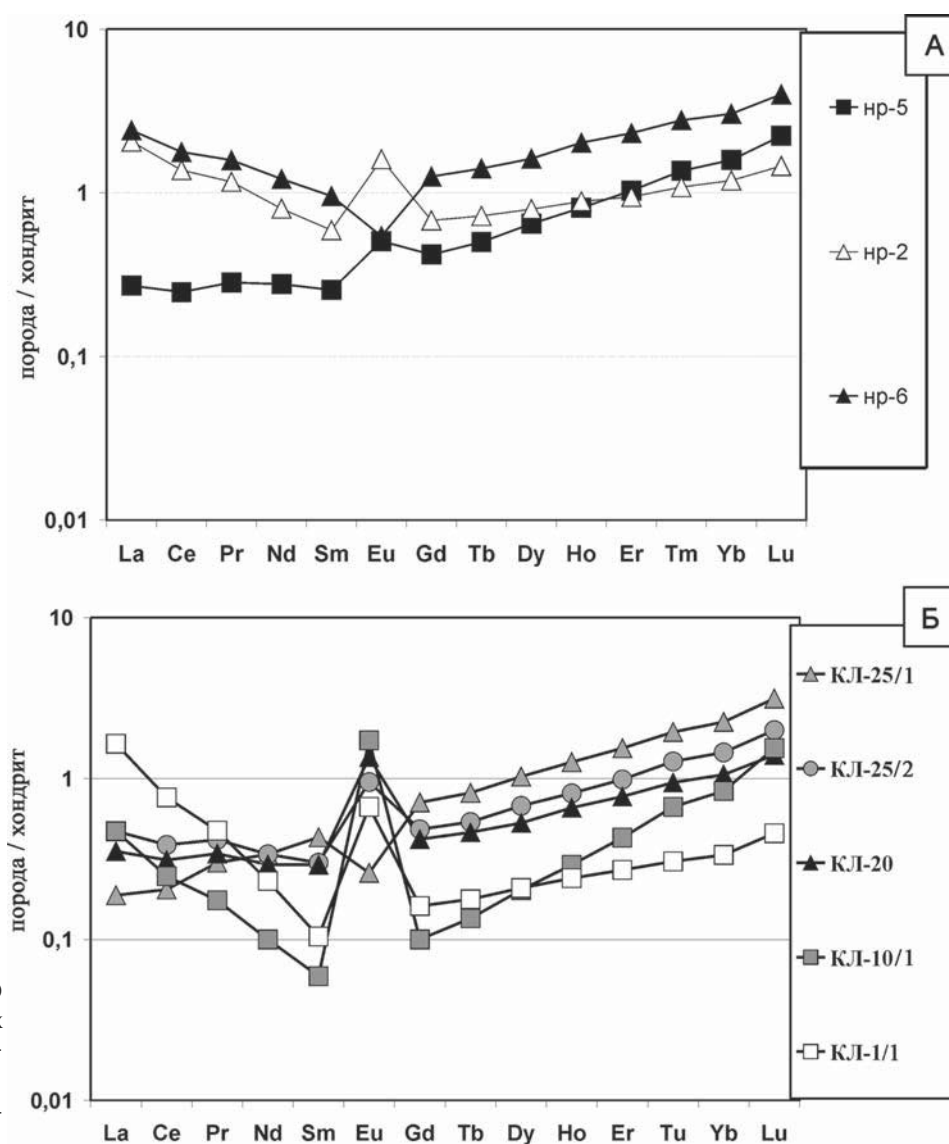


Рис. 3.29. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах Нуралинского (А) и Калканского (Б) массивов

Примечание: номера образцов соответствуют табл. 3.15

Рис. 3.30. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах Миндякского массива

Примечание: номера образцов соответствуют табл. 3.14

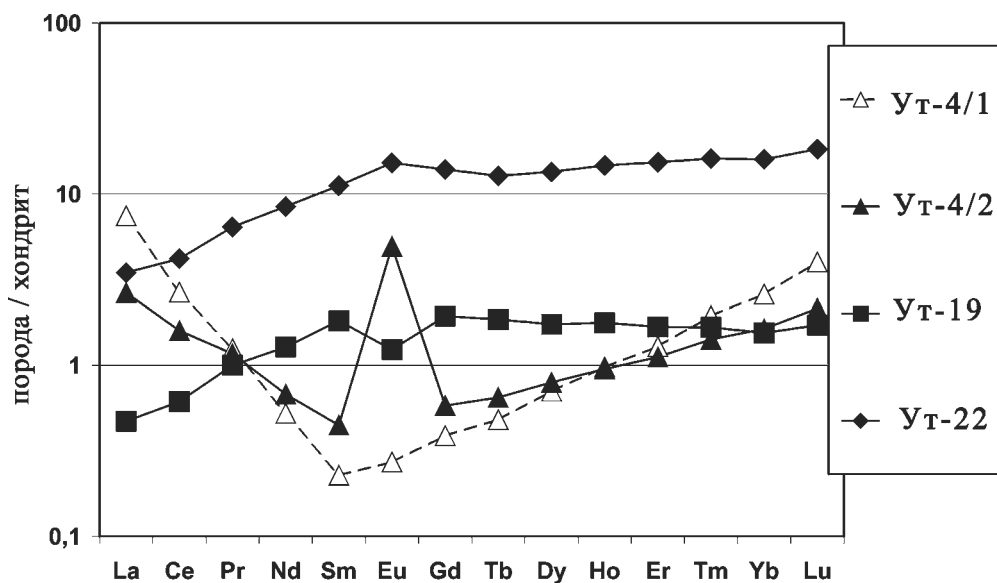
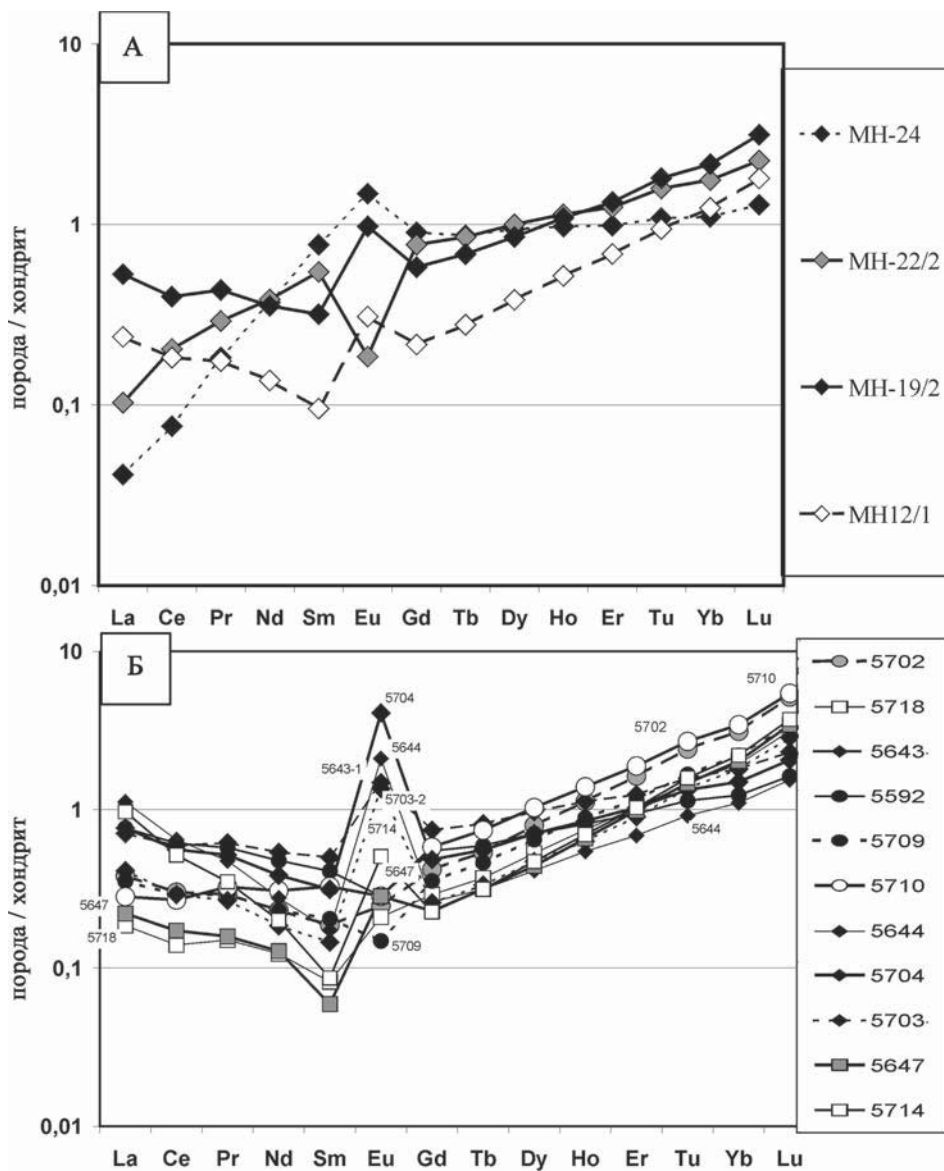


Рис. 3.31. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах, пироксенитах и габбро Абзаковского массива

Примечание: Ут-4/1, 4/2 — апогарицбургитовые серпентиниты, Ут-19 — пироксенит, Ут-22 — габбро

0,07–1 ед., а Lu_N от 1 до 7 ед. Небольшой перелом кривых для большинства проб наблюдается в области средних РЗЭ, хондрит-нормированные значения Sm_N обычно чуть ниже, чем La_N . В пробах шпинель-плагиоклазовых перидотитов постоянно фиксируется положительная европиевая аномалия различной интенсивности, в шпинелевых разностях она, как правило, не проявлена. Возможно, именно с примесью плагиоклаза в породах связано и постепенное увеличение в гипербазитах хондрит-нормированных значений от самария к лантану.

Проведенный краткий обзор геохимии ультрабазитов северной части Вознесенско-Присакмарской зоны позволяет сделать ряд выводов.

1. Геохимические данные, наряду с геологическими и петрографическими, свидетельствуют о правомерности выделения в структуре зоны двух гипербазитовых поясов, сложенных ультраосновными породами, различающимися по ряду признаков.

2. В составе массивов западного пояса преобладают частично серпентинизированные шпинелевые и шпинель-плагиоклазовые перидотиты с относительно высокими концентрациями легкоплавких компонентов (CaO , Na_2O), повышенным содержанием моноклинного пироксена. Они в меньшей степени деплетированы по сравнению с массивами восточного пояса и представляют собой «лерцолитовый тип» офиолитов. Массивы восточного пояса в значительной степени дезинтегрированы, в их составе преобладают апогарцбургитовые серпентиниты с предельно низкими содержаниями легкоплавких компонентов, что позволяет их сопоставлять с «гарцбургитовым типом» офиолитов.

3. По характеру распределения и уровню содержаний РЗЭ породы обоих поясов близки между собой. При этом в частично серпентинизированных ультрабазитах чаще встречается тип распределения с преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими и средними при $La_N \geq Sm_N < Lu_N$. В гипербазитах восточного пояса выявлено два типа распределения РЗЭ_N: 1) в частично серпентинизированных гарцбургитах наблюдается постепенное обогащение все более тяжелыми лантаноидами ($La_N < Sm_N < Lu_N$), 2) в апогарцбургитовых серпентинитах чаще всего встречается W-образный тип распределения при $La_N > Sm_N < Eu_N > Gd_N < Lu_N$.

4. Наличие положительной европиевой аномалии в породах и образование W-образного типа распределения РЗЭ_N может быть обусловлено двумя различными причинами. Первичное образование W-образных кривых на графиках хондрит-нормированного распределения РЗЭ связано с присутствием в породах плагиоклаза. Обогащение же легкими РЗЭ и европием апогарцбургитовых серпентинитов связано, скорее всего, с процессами серпентинизации в коровых условиях.

3.2.3. Гипербазиты южной части Главного пояса

Альпинотипные гипербазиты рассматриваемой территории в общей выборке представлены более чем 500 анализами. Все они заимствованы из опубликованных ранее работ [Логоинов и др., 1940; Кашин, Фёдоров, 1940; Малахов, 1966; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; 1978; Никитин, Полуэктов, 1973; Москалёва, 1974; Царицын, 1977; Варлаков, 1978б; Jonas, 2004; Дунаев, Зайков, 2005]. Средние составы пород приведены в табл. 3.17.

Пересчет химических составов пород на нормативный минеральный состав показал, что на всех рассматриваемых массивах преобладают гарцбургиты, при этом подавляющее количество анализов представлено породами с содержанием нормативного энстатита 15–25% (рис. 3.32–3.34). Подчиненным развитием пользуются дуниты и перидотиты с содержанием нормативного диопсида более 5%. В ряде массивов (Ишкининский, Блявинские) лерцолиты и дуниты практически отсутствуют. В пределах Халиловского, Хабарнинского и Кемпирсайского массивов наблюдается наличие непрерывного петрохимического ряда пород от лерцолитов к дунитам. Содержание нормативного диопсида достигает в гипербазитах Халиловского массива 8,7%, Кемпирсайского 9%, на Хабарнинском не поднимается выше 4%. Количество нормативного ортопироксена в гипербазитах доходит до 40%.

Важное петрогенетическое значение для реститовых ультрабазитов имеет отношение CaO/Al_2O_3 . На примере массивов лерцолитового типа нами было показано, что при прогрессирующем деплетировании мантийного субстрата, представленного шпинелевым лерцолитом, реститы в большей степени обедняются кальцием по сравнению с алюминием. Связано это с более интенсивным плавлением клинопироксена по сравнению с остальными легкоплавкими фазами [Савельев и др., 2006б].

На диаграмме $CaO/Al_2O_3 - Di$ (рис. 3.33), построенной для валовых составов перидотитов рассматриваемой территории, видно, что для всей выборки характерен очень пологий наклон линии тренда, характеризующего кальциево-алюминиевое отношение при переходе от лерцолитов к дунитам, оно практически во всех пробах ниже 1. Относительная железистость ультрабазитов варьирует незначительно, в среднем составляя в дунитах 7–9%, в перидотитах 8–11% (рис. 3.34). Среднее содержание NiO в гипербазитах рассматриваемых массивов находится примерно на одном уровне (0,2–0,3%), опускаясь лишь в гарцбургитах Ишкининского массива до 0,15%. Более значительные вариации характерны для концентрации в ультрабазитах окиси хрома, что связано со значительными

Таблица 3.17

Средние химические составы альпинотипных гипербазитов массивов юго-западной части Южного Урала

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
n	14	1	39	18	7	70	16	9	35	17	12	42
SiO ₂	38,73	35,07	39,31	33,81	35,63	38,31	33,81	35,88	38,51	34,40	36,60	38,65
TiO ₂	0,05	0,01	0,03	0,02	0,05	0,06	0,03	0,06	0,06	0,09	0,11	0,10
Al ₂ O ₃	1,96	0,65	1,07	0,67	1,46	1,14	0,67	0,55	1,45	0,82	0,95	1,43
FeO*	8,02	7,51	8,96	7,02	7,92	7,84	5,80	7,20	6,75	7,57	7,50	7,72
MnO	0,05	0,10	0,07	0,11	0,12	0,11	0,10	0,13	0,10	0,09	0,08	0,10
MgO	36,34	40,68	37,29	41,11	39,37	37,96	42,01	40,51	37,96	41,15	40,94	37,61
CaO	1,11	0,07	0,40	0,23	0,48	0,40	0,34	0,17	0,50	0,28	0,33	0,56
ппп	12,60	15,12	13,00	15,73	13,94	13,34	15,48	15,18	13,26	14,84	12,41	12,72
Cr ₂ O ₃	0,27	0,32	0,40	0,26	0,30	0,28	0,22	0,34	0,28	0,31	0,22	0,31
NiO	0,15	0,32	0,25	0,27	0,25	0,26	0,30	0,26	0,21	0,27	0,25	0,20
сумма	99,26	99,85	100,8	99,24	99,53	99,70	98,74	102,3	99,08	99,83	99,40	99,39
f	10,65	8,87	10,96	8,14	9,43	9,65	6,65	8,58	8,44	8,79	8,82	9,75
Di	3,98	0,22	1,38	0,75	1,58	1,36	1,07	0,53	1,75	0,92	1,03	1,90
En	21,93	5,00	24,06	0,18	7,47	20,28	0,50	7,75	21,89	0,93	7,72	21,67
Ol	74,09	94,78	74,56	99,07	90,95	78,37	99,66	91,72	76,36	98,16	91,25	76,43

Примечание: Массивы: 1 — Байгускаровский; 2–3 — Ишкинский; 4–6 — Хабаровинский; 7–9 — Халиловский; 10–12 — Кемпирсайский. 1, 3, 6, 9, 12 — шпинелевые перидотиты (гарцбургиты) и апоперидотитовые серпентиниты; 5, 8, 11 — дунит-гарцбургиты; 2, 4, 7, 10 — дуниты и аподунитовые серпентиниты. Таблица составлена с использованием данных С.А. Кашина и В.Л. Фёдорова [1940], А.А. Малахова [1966], И.И. Никитина и А.Т. Полуэктова [1973], Н.В. Павлова, И.И. Григорьевой-Чупрыниной [1973, 1978], С.В. Москалёвой [1974], Е.П. Царицына [1977], А.С. Варлакова [19786], Р. Jonas [2004], А.Ю. Дунаева и В.В. Зайкова [2005]. FeO* — сумма FeO + Fe₂O₃

колебаниями содержаний в породах хромшпинелидов. В среднем же для гипербазитов рассматриваемых массивов содержание Cr₂O₃ находится на уровне 0,22–0,4%.

О содержании редкоземельных элементов в шпинелевых перидотитах рассматриваемых массивов (табл. 3.19, 3.20) имеется очень скудная информация. Судя по опубликованным данным [Савельева и др., 1998], гарцбургиты Кемпирсайского массива характеризуются V-образной конфигурацией кривой распределения РЗЭ ($La_N \geq Sm_N < Lu_N$) с минимумом в области средних лантаноидов ($Sm_N < 0,1$).

В шпинелевых перидотитах Хабаровинского массива наиболее четко проявлено обеднение легкими и средними РЗЭ по отношению к тяжелым (рис. 3.35). Элементы ряда Gd — Lu в породах распределены довольно равномерно, отношение их к содержаниям в хондрите постепенно увеличивается от 0,1–0,4 для гадолиния до 0,2–0,9 для лютеция. Концентрация легких РЗЭ варьирует в более широком диапазоне значений ($La_N = 0,05–0,9$; $Sm_N = 0,02–0,7$). Практически во всех пробах наблюдается обеднение средними РЗЭ ($La_N \geq Sm_N < Lu_N$), для большинства из них характерна положительная аномалия европия, значительно реже отмечается отрицательная. По уровню содержаний РЗЭ гипербазиты Хабаровинского массива следует отнести к сильно деплетированным: они значительно беднее редкими землями, чем аналогичные породы северной части Вознесенско-Присакмарской зоны. Вместе с тем в литературе имеются сведения

о наличии в гарцбургитах данного массива W-образного типа распределения РЗЭ с довольно высокими концентрациями лантаноидов [Семёнов, 1998].

Характер распределения средних и тяжелых РЗЭ в гипербазитах Хабаровинского и Кемпирсайского массивов близок и характеризуется преобладанием иттербия над самарием ($Sm_N/Yb_N < 1$), уровень накопления средних и тяжелых лантаноидов несколько выше в породах Хабаровинского массива. Основным отличием в распределении РЗЭ в перидотитах массивов является увеличение содержаний легких лантаноидов в гипербазитах Кемпирсая. Известно, что наличие двух типов распределения РЗЭ является характерной чертой как гипербазитов COX, так и аналогичных пород офиолитовых комплексов мира.

В гарцбургитах и дунитах Халиловского массива характер распределения РЗЭ практически полностью совпадает с описанным выше. Разница заключается лишь в менее значительной вариации хондрит-нормированных значений в ряду $La_N - Sm_N$ (0,1–0,5) и в среднем — более высоких их содержаниях. В апогарцбургитовых серпентинитах Ишкинского массива получены значения РЗЭ_N, близкие к таковым в реститах Халиловского и Хабаровинского массивов, они характеризуются примерно равными хондритовыми отношениями для легких и средних РЗЭ и чуть более высокими для тяжелых ($La_N \approx Sm_N < Lu_N$). При этом в двух пробах отмечена положительная европиевая аномалия, а в одной — отрицательная.

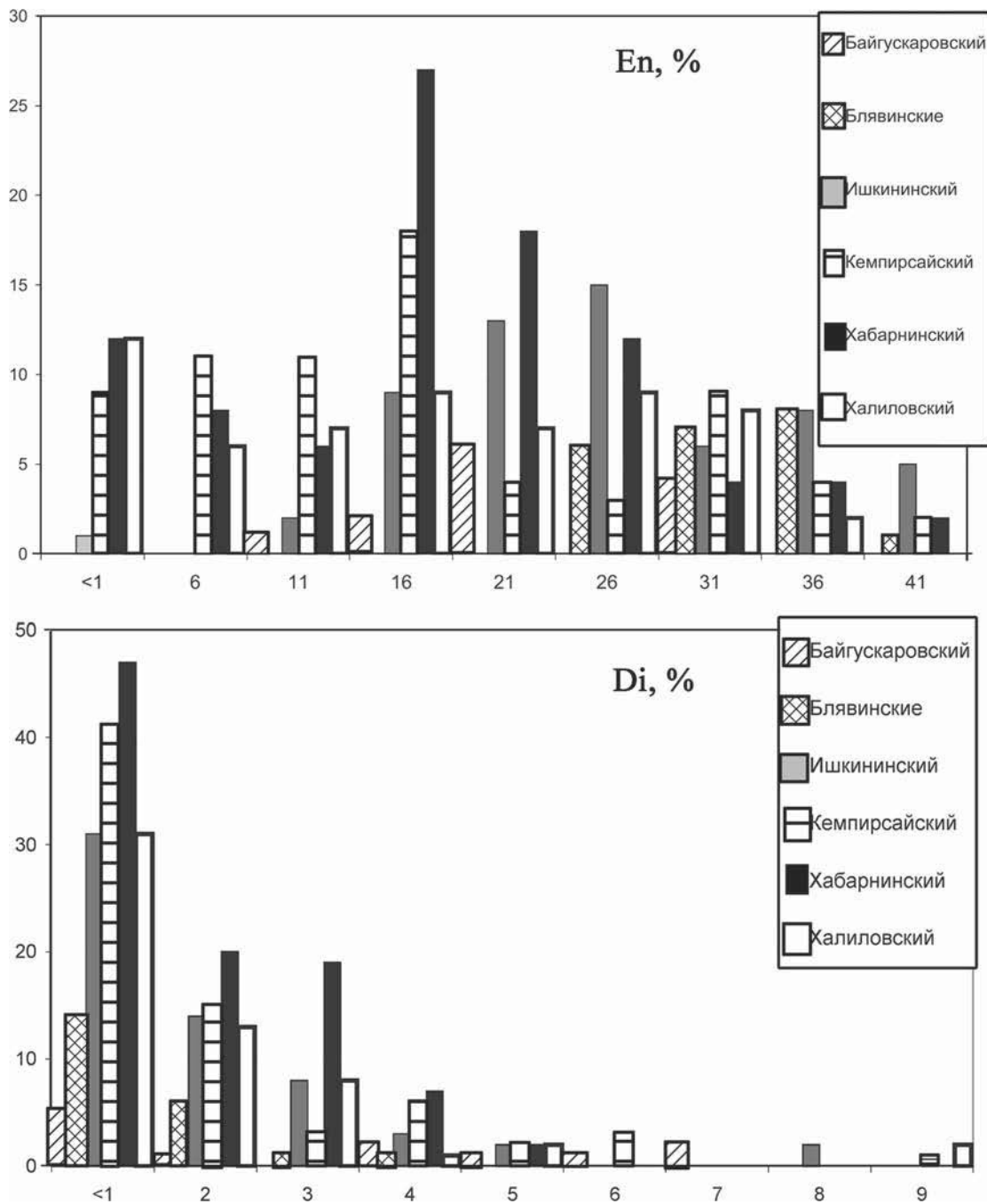


Рис. 3.32. Гистограммы распределения в альпинотипных гипербазитовых массивах энстатита и диопсида по данным нормативного пересчета химических анализов пород

Породы габброидных комплексов, ассоциирующихся с гарцбургитами Хабарнинского массива, представлены различными геохимическими типами (табл. 3.18, рис. 3.36). На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ габброиды Восточно-Хабарнинской стратиформной залежи попадают в поле субщелочных пород, а по величине отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ относятся к натриевой и калиево-натриевой сериям. По этим параметрам они близки к породам кольцевых дифференцированных тел Молостовского комплекса, прорывающих гарцбургиты, и в значительной степени отличаются

от габброидов, развитых западнее Хабарнинского массива, а также от вмещающих базальтоидов и апобазальтовых амфиболитов.

На диаграмме $\text{al}' - \text{TiO}_2$ габброиды Восточно-Хабарнинского комплекса в целом сопоставимы как с габбро СОХ, так и с plutonic породами островных дуг (ОД), а по направленности изменения состава более близки к последним. Вместе с тем среди габброидов ОД практически отсутствуют низкоглиноземистые разновидности, широко представленные среди пород Восточно-Хабарнинской ассоциации.

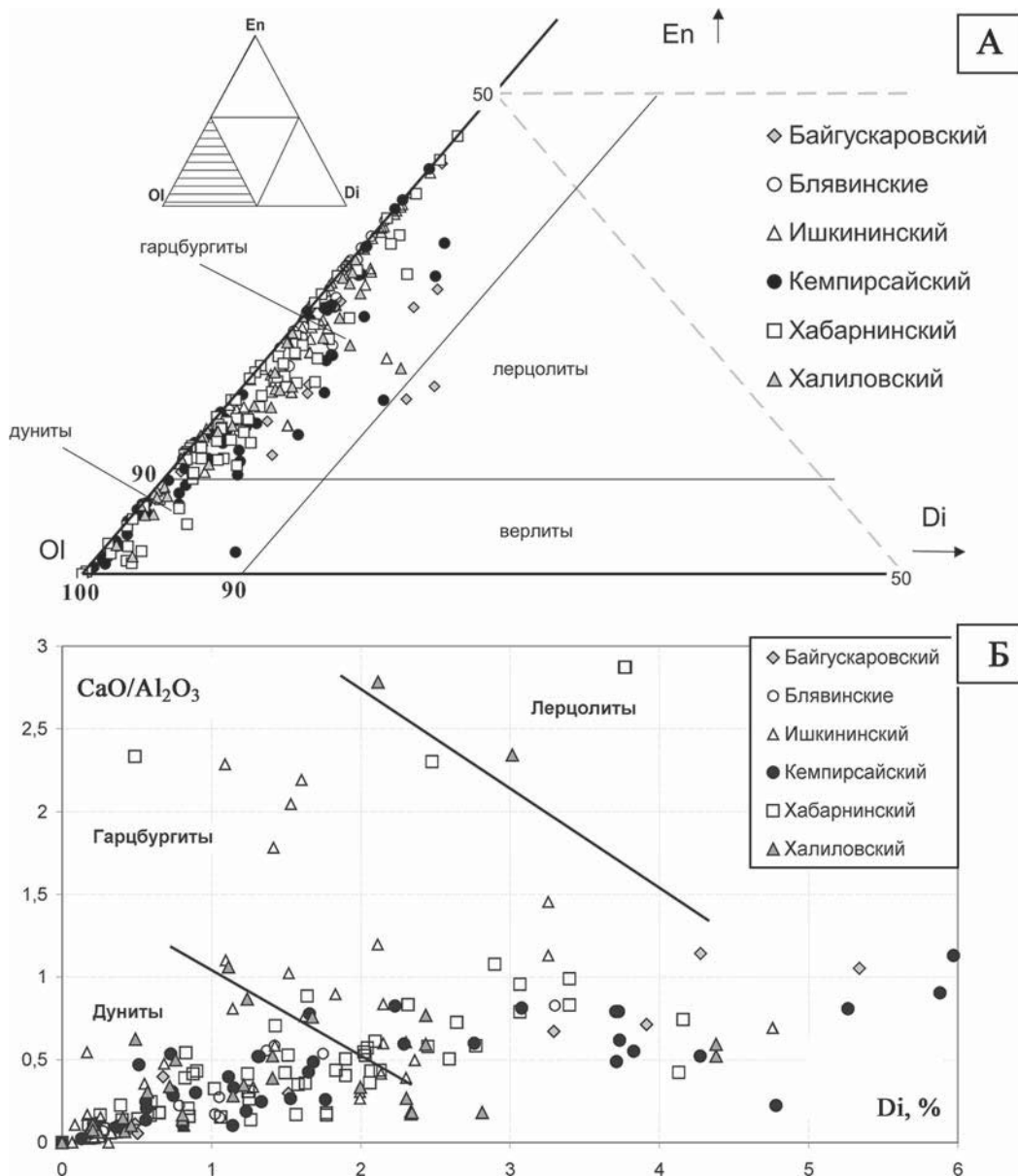


Рис. 3.33. Диаграммы Ol — En — Di (А) и CaO/Al₂O₃ — Di (Б) для альпинотипных гипербазитов по данным нормативного пересчета химических анализов пород

Для основных пород габбро-базальтовой ассоциации западной части рассматриваемого офиолитового комплекса характерна относительно низкая щелочность, натриевая специализация, что позволяет сопоставить их с толеитами СОХ. Габбро горы Кирпичной характеризуются низкими содержаниями TiO₂, что в целом свойственно для габбро офиолитовых комплексов [Магматические ..., 1985] и для части габброидов, драгированных в пределах СОХ. На всех приведенных петрохимических диаграммах обнаруживается близость составов основных пород, развитых в западной части Хабарнинского массива и Аккермановского комплекса.

В значительной степени дополняют петрохимическую характеристику пород данные по распределению редкоземельных элементов (табл. 3.19,

рис. 3.37, 3.38). Для всех пород Восточно-Хабарнинского комплекса характерно преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, что позволило Е.В. Пушкарёву с соавторами [1996] отнести его к ассоциациям платиноносного типа. Близкий характер распределения РЗЭ зафиксирован в габбро-диабазе даек, прорывающих гипербазиты Хабарнинского массива. Для основных пород обоих комплексов характерен близкий диапазон хондрит-нормированных значений РЗЭ с несколько более высоким уровнем накопления их в Восточно-Хабарнинском комплексе.

В габбро-базальтовой ассоциации западной части Хабарнинского массива содержание редкоземельных элементов в целом сопоставимо с таковым в рассмотренных выше комплексах основных

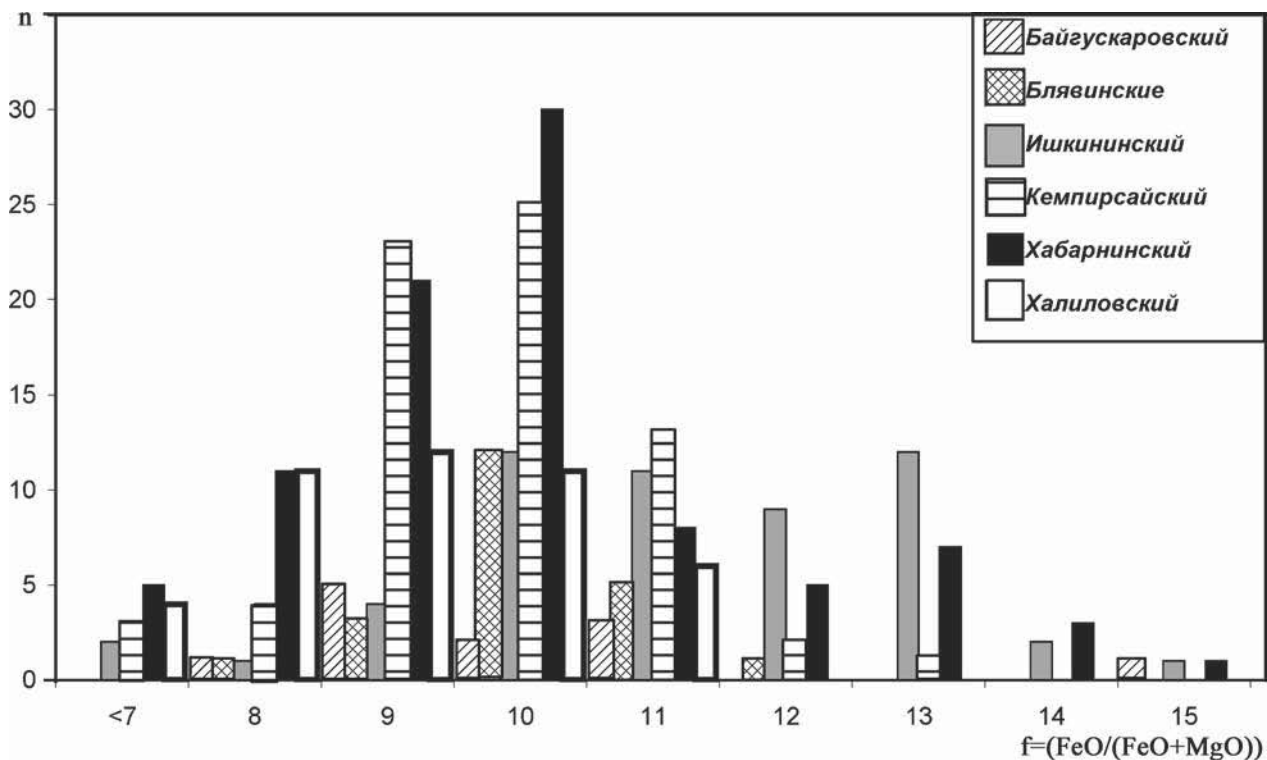


Рис. 3.34. Гистограмма распределения показателя относительной железистости (f) в альпинотипных гипербазитах

пород ($PЗЭ_N = 5-7$). Основные различия заключаются в поведении легких лантаноидов. В породах западной ассоциации практически отсутствует наклон кривой распределения ($La_N \approx Sm_N \approx Lu_N$), что сближает габброиды горы Кирпичной с породами Кокпектинского массива.

В южной части Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса наблюдается существенно иная геохимическая специализация габброидных формаций. Основные породы Кокпектинского массива представлены высокоглиноземистыми и низкотитанистыми разновидностями.

Детальное петрологическое изучение Кокпектинского габброидного массива показало, что по вещественному составу и механизму образования он близок к относительно высокобарическим комплексам дунит-троктолит-габбровой формации. Исходный расплав комплекса, по расчетным данным, соответствует высокоглиноземистому пикритоиду, генерация которого могла происходить на значительных глубинах при $P = 30-40$ кбар, а формирование пород комплекса — путем кристаллизационной дифференциации в мезоабиссальных условиях при давлении около 5–7 кбар и температуре около 1000°C [Петрология..., 1991].

Близкими содержаниями основных петрогенных компонентов характеризуются габбро-диабазы комплекса параллельных даек (шандашинская формация) и даек габбро-диабазов, прорывающих гипербазиты Кемпирсайского массива. Для них характерны низкие значения суммы щелочей при

натриевой специализации и умеренно-высокое содержание окиси титана, что позволяет сопоставлять их с породами СОХ.

Для дифференцированных даек габбро-пироксенитового состава (кызылкаинская формация), развитых преимущественно в эндоконтактовой зоне Кемпирсайского массива, по сравнению с рассмотренными выше комплексами характерны более значительные вариации содержания TiO_2 , более высокие значения отношения K_2O/Na_2O при близком суммарном содержании щелочей. В целом же, по петрохимии, для пород кызылкаинской формации есть аналоги среди габброидов СОХ.

Кривые распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в габброидах Кокпектинского массива образуют широкое поле, охватывающее интервалы $PЗЭ_N$ от 2 до 20 ед. При этом уровень накопления легких, средних и тяжелых лантаноидов в породах комплекса по отношению к хондриту примерно одинаковый, часто фиксируется положительная европиевая аномалия. В целом габброиды рассматриваемого комплекса по содержанию РЗЭ близки к офиолитовым габбро Омана, отличаясь от них лишь отсутствием ярко выраженного минимума в области легких лантаноидов. Относительное обогащение пород европием говорит о преобладании в кристаллизующемся расплаве Eu^{2+} над Eu^{3+} , избыток которого связан с низким кислородным потенциалом в магматической камере [Маракушев, 1994а].

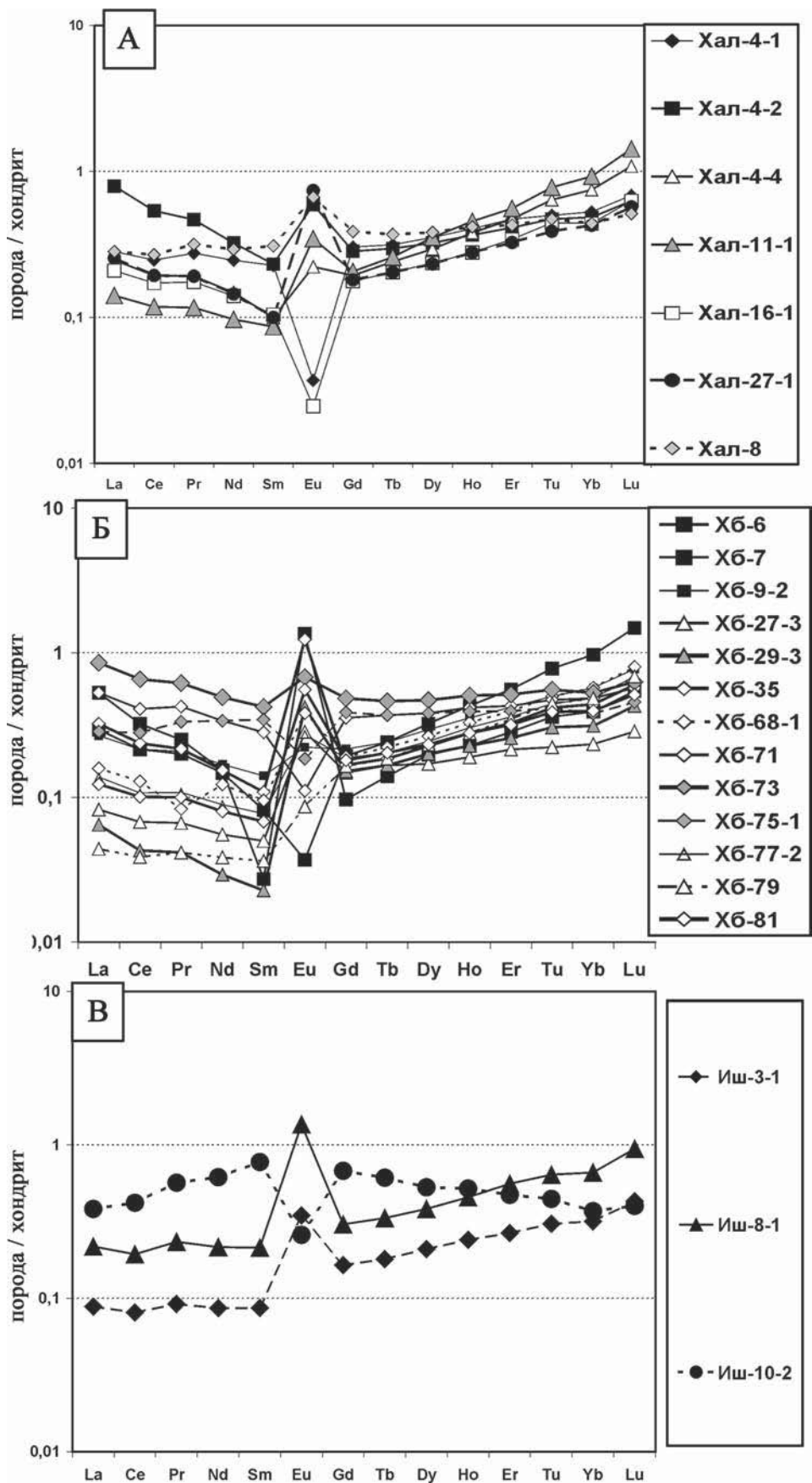


Рис. 3.35. Распределение редкоземельных элементов в гипербазитах Халиловского (А), Хабаровинского (Б) и Ишкининского (В) массивов

Средние химические составы пород габброидных комплексов
Кемпирсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации

№ п/п	№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	2	39,40	0,03	0,50	8,70	0,10	43,90	0,70	0,07	0,07	0,03	5,70	99,20
2	4	36,20	0,06	0,60	14,90	0,19	35,90	0,70	0,13	0,07	0,14	9,90	98,79
3	5	46,20	0,16	2,60	6,40	0,14	25,80	11,00	0,23	0,11	0,09	4,50	97,23
4	4	39,60	0,18	2,70	12,70	0,16	32,80	4,00	0,19	0,11	0,10	6,30	98,84
5	6	51,00	0,10	1,50	5,00	0,10	22,30	17,50	0,30	0,07	0,05	1,90	99,82
6	11	52,00	0,22	2,50	7,30	0,15	19,00	18,00	0,50	0,05	0,05	1,20	100,97
7	5	40,60	1,15	12,20	11,60	0,18	15,80	11,00	1,20	0,91	0,14	4,40	99,18
8	17	44,00	1,45	5,90	16,50	0,27	13,20	16,10	0,73	0,25	0,10	1,10	99,60
9	34	50,10	0,88	17,20	10,00	0,19	5,60	9,00	2,80	1,72	0,37	1,90	99,76
10	3	42,80	0,16	2,10	9,40	0,12	30,50	8,80	0,32	0,12	0,11	5,10	99,53
11	2	39,00	0,08	0,90	12,20	0,14	32,80	3,40	0,19	0,12	0,05	10,50	99,38
12	8	45,70	0,49	5,20	10,90	0,14	18,20	16,30	0,54	0,22	0,44	1,90	100,03
13	12	47,80	0,64	9,30	9,10	0,17	13,10	14,10	1,54	1,05	0,15	2,70	99,65
14	8	44,90	0,80	14,80	10,60	0,15	10,30	10,90	1,94	1,23	0,32	3,70	99,64
15	11	49,20	0,82	17,50	9,80	0,20	5,30	9,30	2,80	1,42	0,36	2,80	99,50
16	11	57,00	0,41	19,50	5,50	0,14	2,20	6,50	3,64	1,92	0,30	2,40	99,51
17	4	69,60	0,13	14,90	2,90	0,08	1,20	2,30	3,65	3,20	0,04	2,60	100,60
18	7	48,73	0,86	15,01	10,59	0,19	8,32	10,08	1,76	1,81	0,31	2,60	100,05
19	4	46,02	0,42	15,64	8,77	0,19	11,90	13,28	0,80	0,24	0,10	2,87	100,08
20	7	46,36	0,44	16,18	9,81	0,13	10,52	13,01	0,98	0,47	0,01	2,82	100,81
21	10	46,82	0,07	29,86	1,09	0,10	1,81	14,91	2,33	0,34	0,12	2,44	99,89
22	14	37,77	0,06	8,48	9,15	0,18	29,03	4,63	0,27	0,04	0,03	9,91	99,54
23	15	49,50	0,51	18,23	6,35	0,11	7,10	12,46	2,36	0,63	0,04	2,55	99,83
24	12	46,95	0,25	23,11	4,00	0,09	6,64	14,18	1,92	0,24	0,09	2,42	99,91
25	48	46,67	0,24	18,83	5,80	0,13	10,64	13,41	1,60	0,21	0,11	2,38	100,01
26	4	44,85	0,16	14,10	7,30	0,14	15,98	12,70	0,97	0,15	0,11	3,39	99,84
27	29	41,53	0,03	21,27	4,30	0,09	14,44	11,85	0,77	0,11	0,06	5,39	99,84
28	5	46,73	1,36	12,84	11,25	0,21	12,45	12,08	2,33	0,53	0,22	—	100,00
29	8	47,02	0,93	12,37	8,40	0,14	16,29	12,29	1,97	0,43	0,12	—	99,95
30	3	50,16	1,87	14,14	13,27	0,21	6,94	9,43	3,01	0,82	0,15	—	100,01
31	3	48,78	1,46	13,80	10,82	0,18	9,36	12,73	2,49	0,19	0,17	—	99,99

Примечание: 1–31 — средние составы пород комплексов: 1–9 — Восточно-Хабарнинского (1 — дуниты, 2 — оливиниты, 3–4 — верлиты, 5–6 — клинопироксениты оливиновые, 7 — иситы, 8 — вебстериты, 9 — габбро-нориты); 10–17 — Молостовского (10, 11 — верлиты, 12 — клинопироксениты, 13–15 — габброиды, 16 — диорит, 17 — адамелит); 18 — горы Баночной (габбро); 19 — Аккермановского (габброиды); 20 — горы Кирпичной (габброиды); 21–27 — Кокпектинского (21 — анортозиты, 22 — верлиты, 23–26 — габброиды, 27 — троктолиты); 28–30 — габброидов из гипербазитов Кемпирсайского массива, в том числе дифференцированных даек габбро-пироксенитового состава (28 — габбро, 29 — пироксениты), даек габбро-диабазов (30); 31 — параллельных даек западнее Кемпирсайского массива. FeO* — сумма FeO + Fe₂O₃. Таблица составлена с использованием данных А.С. Варлакова [1978], П.А. Балыкина и др. [Петрология постгарцбургитовых ..., 1991], Г.Н. Савельевой и др. [1998]

Иной характер распределения РЗЭ обнаруживается в породах дифференцированных даек габбро-пироксенитового состава, а также части диабазовых даек, развитых среди ультрабазитов Кемпирсайского массива. Для всех указанных пород характерно заметное обогащение легкими РЗЭ по отношению к тяжелым. Вариации содержания РЗЭ, нормализованные по хондриту, в породах данных комплексов незначительны: La_N = 8–15, Sm_N = 2–9, Lu_N = 0,9–5.

В заключение кратко остановимся на геохимической характеристике вулканитов, пространственно ассоциирующих с ультрамафитами и габброидами Хабарнинского и Кемпирсайского массивов.

Базальты и апобазальтовые амфиболиты, окружающие гипербазитовые массивы, принадлежат к двум резко различающимся геохимическим типам пород. Преимущественным развитием пользуется первый тип, представленный эффузивами сугралинского комплекса. В его составе преобладают афировые разновидности базальтов, в подчиненных количествах развиты субвулканические тела риолитов и андезитов-дацитов [Кориневский, 1975].

Петрохимические особенности базальтов данного типа заключаются в умеренной титанистости (в среднем 1,5%), относительно высоких содержаниях MgO (6–10%), для них характерна натриевая специализация при относительно высоких

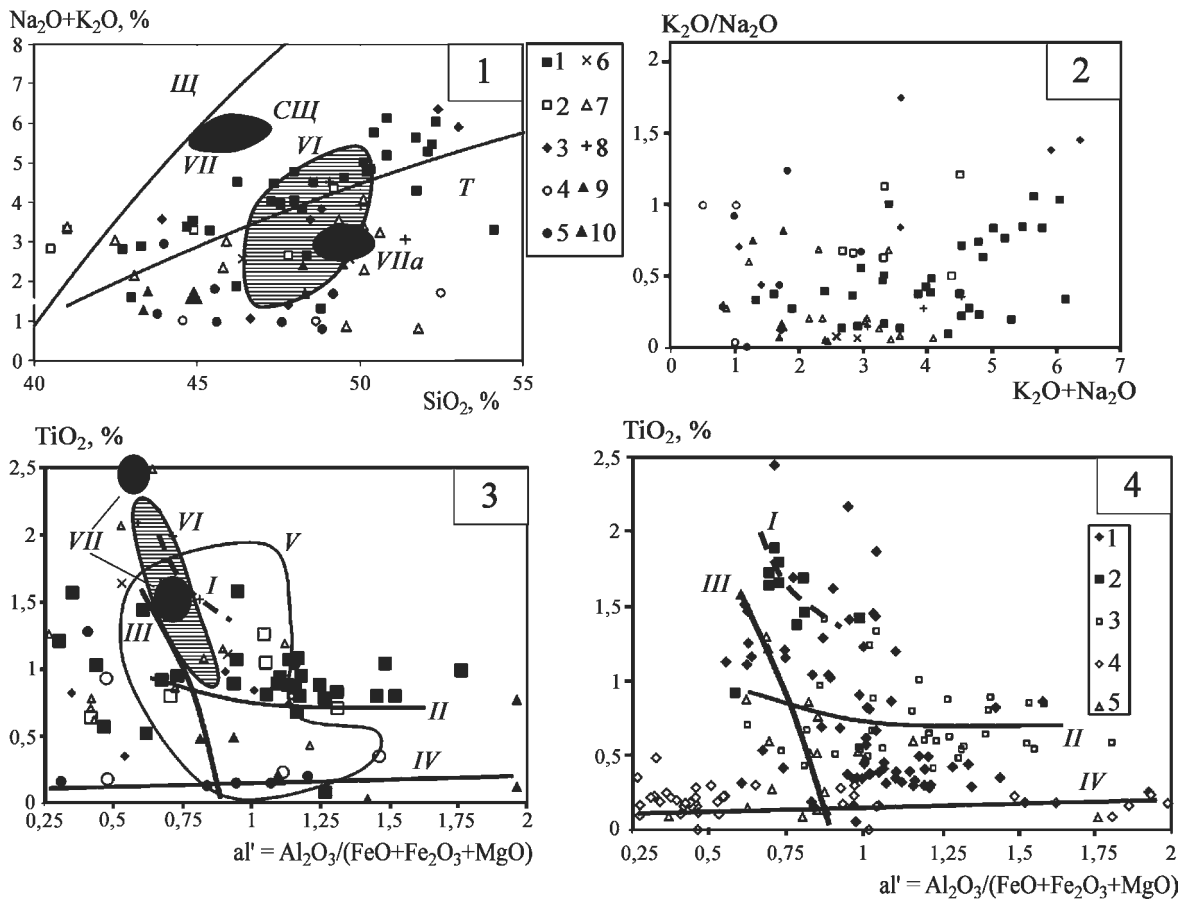


Рис. 3.36. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (1), $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (2), $\text{al}' - \text{TiO}_2$ (3) для габброидов Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса и диаграмма $\text{al}' - \text{TiO}_2$ (4) для габброидов некоторых современных геодинамических обстановок и траппов. Составлены с использованием данных Е.П. Царицына [1977], А.С. Варлакова [1978б], П.А. Балыкина и др. [Петрология постгарцбургитовых ..., 1991], Г.Н. Савельевой и др. [1998] и др.

Условные обозначения для рис. 1–3: породы комплексов: 1 — Восточно-Хабарнинского, 2 — Молостовского, 3 — горы Баночной, 4 — Аккермановского, 5 — горы Кирпичной, 6 — параллельных даек (западнее Кемпирсайского массива), 7–8 — дифференцированных пироксенит-габбровых даек (7) и даек габбро-диабазов (8) в гипербазитах Кемпирсайского массива, 9 — расслоенных габброидов Кокпектинского массива, 10 — средневзвешенный состав Кокпектинского комплекса; **для рис. 4:** 1 — габбро СОХ, 2 — интрузивные траппы, 3 — габбро островных дуг, 4 — марианиты и бониниты ОД и ГЖ, 5 — габброиды ГЖ; **поля и тренды на рис. 3, 4:** I — траппы, II — габбро ОД, III — габбро ГЖ, IV — марианит-бонинитовая серия ОД и ГЖ, V — поле габброидов СОХ, VI — базиты океанских плит, VII — базиты континентальных рифтов

содержаниях суммы щелочей (около 4%). Базальты данного типа обнаруживают обеднение легкими РЗЭ по отношению к средним и тяжелым, что сближает их с толеитами СОХ (тип N-MORB) (рис. 3.38). Хондрит-нормированные значения содержаний тяжелых РЗЭ в рассматриваемых вулканитах варьируют в пределах 7–10 ед., а легких — опускаются до < 1.

Наряду с описанными выше толеитовыми базальтами в пределах южной части Сакмарской зоны встречаются субщелочные вулканиты: трахибазальты (гавайиты), трахиандезиты. Образование обоих типов базальтов происходило параллельно, с ордовика до живета включительно [Иванов, Пучков, 1984; Бочкарёв, Язева, 2000]. Наиболее древние субщелочные базальты присутствуют в западном экзоконтакте Кемпирсайского массива и представлены гавайитами Шандинского проявления агатов [Бочкарёв, Язева, 2000]. Они развиты пре-

имущественно в виде лавовых фаций, сложенных афировыми миндалекаменными эффузивами.

Максимальное развитие субщелочной вулканизм получил в эмсе и локализован в современных координатах в бассейнах рек Чанчар, Тарангул и Домбар [Кориневский, 1971; Бочкарёв, Иванов, 1993]. В составе комплекса выделяются две фазы — ранняя и поздняя. Ранняя фаза представлена преимущественно подушечными базальтами, поздняя — чанчаритами эксплозивных фаций. В качестве интрузивных комагматов данного вулканогенного комплекса обычно рассматриваются эссексит-сиениты Велиховского массива [Бочкарёв, Язева, 2000].

Для гавайитов западного экзоконтакта Кемпирсайского массива характерно невысокое суммарное содержание щелочей (около 3%), натриевая специализация, высокие содержания TiO_2 (2,4%) и РЗЭ, а также резкое преобладание легких РЗЭ над

Таблица 3.19

Содержание редкоземельных элементов, Cr, Ni, Co, Sc в гипербазитах Хабарнинского массива

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	X6-6	X6-7	X6-35	X6-68-1	X6-71	X6-75-1	X6-77-2	X6-79	X6-81	X6-9-2	X6-27-3	X6-29-3	X6-73
La	0,1	0,18	0,11	0,054	0,18	0,097	0,047	0,015	0,042	0,091	0,028	0,022	0,29
Ce	0,2	0,3	0,22	0,12	0,38	0,26	0,1	0,036	0,094	0,2	0,063	0,04	0,61
Pr	0,024	0,03	0,026	0,01	0,051	0,04	0,013	0,005	0,012	0,025	0,008	0,005	0,074
Nd	0,096	0,1	0,1	0,08	0,22	0,22	0,058	0,025	0,052	0,11	0,036	0,019	0,32
Sm	0,018	0,006	0,024	0,021	0,062	0,076	0,017	0,008	0,015	0,031	0,011	0,005	0,093
Eu	0,003	0,11	0,1	0,031	0,009	0,015	0,022	0,007	0,045	0,018	0,023	0,034	0,055
Gd	0,06	0,03	0,052	0,059	0,11	0,12	0,058	0,051	0,056	0,067	0,046	0,047	0,15
Tb	0,013	0,084	0,01	0,012	0,02	0,02	0,011	0,01	0,011	0,013	0,009	0,009	0,025
Dy	0,11	0,067	0,077	0,09	0,13	0,13	0,083	0,079	0,079	0,1	0,058	0,068	0,16
Ho	0,034	0,018	0,022	0,026	0,033	0,031	0,024	0,022	0,022	0,028	0,015	0,018	0,04
Er	0,13	0,066	0,076	0,092	0,1	0,092	0,084	0,081	0,074	0,098	0,05	0,06	0,12
Tu	0,028	0,013	0,015	0,018	0,017	0,015	0,016	0,016	0,014	0,018	0,008	0,011	0,02
Yb	0,22	0,089	0,1	0,13	0,11	0,086	0,11	0,11	0,09	0,13	0,053	0,071	0,12
Lu	0,052	0,019	0,021	0,028	0,02	0,016	0,024	0,024	0,018	0,027	0,01	0,015	0,022
Cr	2404	2947	1884	1997	2172	1444	2591	2435	2549	1959	1870	3848	1983
Ni	1230	2240	1960	1950	2190	1390	1890	1590	1790	1410	1780	2010	1410
Co	100	95	89	76	101	93	105	108	107	99	124	109	55
Sc	8	9	10	7	8	8	10	8	10	5	4	5	2

Примечание: 1–9 — гарцбургиты, 10–13 — дуниты

Таблица 3.20

Содержание редкоземельных элементов, Cr, Ni, Co, Sc в гипербазитах Халиловского и Ишкининского массивов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Иш-3-1	Иш-7	Иш-8-1	Иш-10-2	Хал-4-1	Хал-4-2	Хал-4-4	Хал-11-1	Хал-16-1	Хал-27-1	Хал-8
La	0,03	1,62	0,074	0,13	0,096	0,27	0,084	0,048	0,071	0,087	0,096
Ce	0,075	1,96	0,18	0,39	0,23	0,5	0,18	0,11	0,16	0,18	0,25
Pr	0,011	0,14	0,028	0,068	0,033	0,056	0,023	0,014	0,021	0,023	0,038
Nd	0,056	0,35	0,14	0,4	0,16	0,21	0,096	0,063	0,091	0,094	0,19
Sm	0,019	0,059	0,047	0,17	0,05	0,051	0,022	0,019	0,023	0,022	0,068
Eu	0,028	0,007	0,11	0,021	0,003	0,048	0,018	0,028	0,002	0,06	0,054
Gd	0,051	0,093	0,094	0,21	0,094	0,088	0,06	0,064	0,055	0,056	0,12
Tb	0,097	0,017	0,018	0,033	0,017	0,016	0,013	0,014	0,011	0,011	0,02
Dy	0,071	0,11	0,13	0,18	0,12	0,11	0,1	0,12	0,08	0,079	0,13
Ho	0,019	0,028	0,036	0,041	0,032	0,029	0,03	0,036	0,022	0,022	0,033
Er	0,062	0,09	0,13	0,11	0,11	0,096	0,11	0,13	0,08	0,076	0,1
Tu	0,011	0,016	0,023	0,016	0,018	0,017	0,023	0,028	0,016	0,014	0,017
Yb	0,072	0,096	0,15	0,084	0,12	0,11	0,17	0,21	0,1	0,097	0,1
Lu	0,015	0,018	0,033	0,014	0,024	0,022	0,038	0,05	0,022	0,02	0,018
Cr	2180	1951	1852	2349	1631	2031	2381	2580	2803	1765	2469
Ni	1530	2110	2370	1800	1810	2000	1370	1720	1720	1490	1620
Co	93	109	107	97	104	107	99	99	94	102	106
Sc	7	6	5	7	5	4	6	6	5	6	5

Примечание: 1–4 — Ишкининский массив (апогарцбургитовые серпентиниты); 5–11 — Халиловский массив (5 — дунит, 6 — дунит-гарцбургит, 7–11 — гарцбургиты)

тяжелыми ($La_N = 50$; $Lu_N = 20$). Вулканиды чанчарского комплекса характеризуются в среднем более низкими содержаниями TiO_2 (1,06–2,44%), высокими содержаниями щелочей ($Na_2O + K_2O = 5–7\%$), калиевой специализацией и высокими содержаниями РЗЭ при значительном обогащении легкими

лантаноидами (рис. 3.38). По большинству петрогеохимических характеристик субщелочные базальтоиды Сакмарской зоны сходны с вулканидами океанических островов, происхождение которых связывается обычно с влиянием мантийных плюмов («горячих точек»).

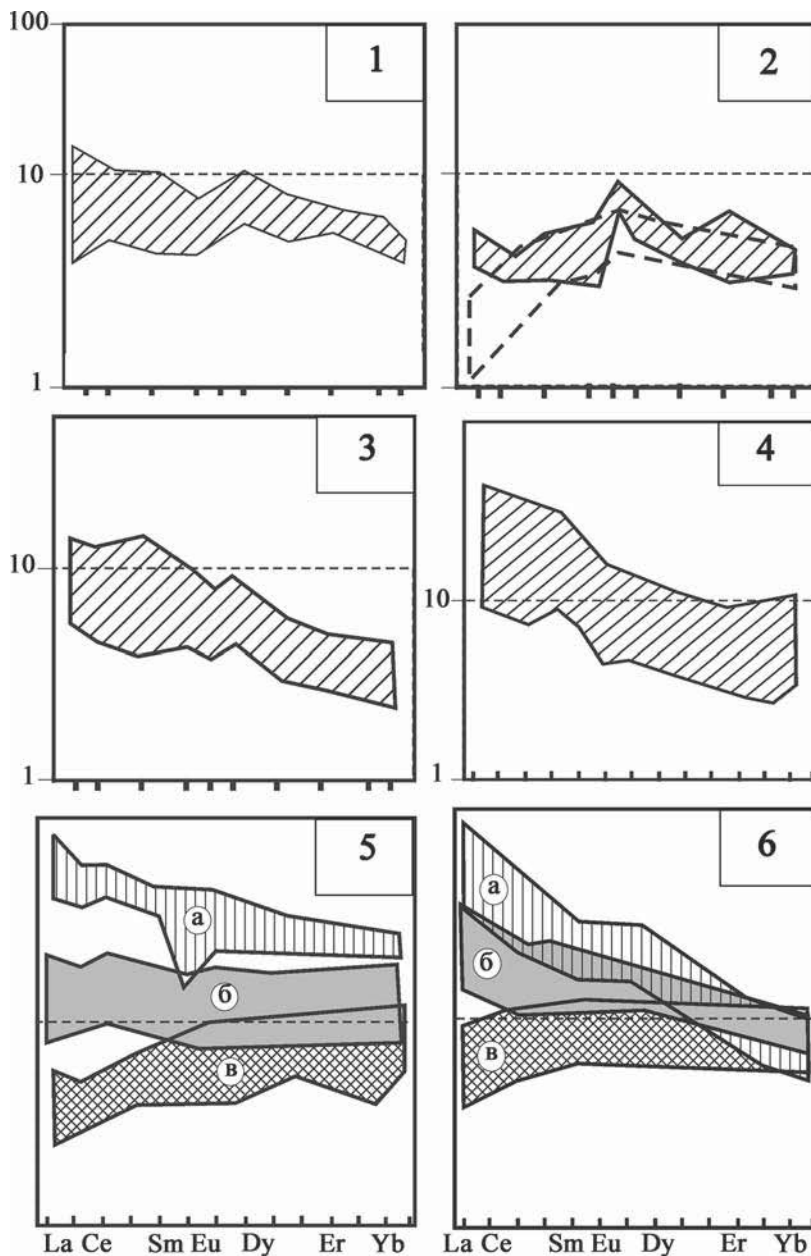


Рис. 3.37. Распределение РЗЭ в основных породах Хабаровского офиолитового комплекса и их возможных аналогах в современных геодинамических обстановках. По данным Е.В. Пушкарёва и др. [1996], И.В. Семёнова [1998], С.А. Силантьева [1998], А.А. Пейве [2002]

Примечание: 1 — комплекс параллельных даек западнее Хабаровского массива; 2 — габброиды горы Кирпичной (пунктир — габбро офиолитов Омана); 3 — габбро-диабазы из даек в гипербазитах Хабаровского массива; 4 — габброиды Восточно-Хабаровского комплекса; 5 — габброиды САХ (13–17° с. ш.) с различными типами распределения РЗЭ: а — полосчатые амфиболовые габбро и амфиболиты, б, в — нормальное габбро типов Т- и N-MORB; б — базальты района тройного сочленения Буве (ТСБ): а — острова Буве, б — Африкано-Антарктического хребта, в — Срединно-Атлантического хребта, разломов Буве и хребта Шписс

3.3. ГИПЕРБАЗИТЫ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

3.3.1. Гипербазиты северной части мегазоны

В ультрабазитах Касаргинского массива содержание CaO и Al_2O_3 не значительно (менее 1%), а величина отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ всегда ниже единицы. Содержание CaO несколько повышается до 5,4–6,8% в карбонатизированных разностях серпентинитов (табл. 3.21), что вместе с данными по CO_2 указывает на присутствие в них кальцита до 10–12%. Ультрабазитам массива свойственна низкая железистость ($f = 9,22\text{--}10,87\%$).

На большинстве петрохимических диаграмм (АСМ, АФМ, $f - \text{SiO}_2/\text{MgO}$ и др.) гипербазиты Касаргинского массива образуют очень компакт-

ные поля. Пересчет химических анализов пород на нормативный минеральный состав показывает (рис. 3.39), что для изученных образцов серпентинитов характерны значительные вариации содержания первичных породообразующих минералов — оливина (60–85%) и ортопироксена (15–40%), примесь моноклинного пироксена в ультрабазитах незначительна (до 2%). Таким образом, серпентиниты Касаргинского массива образовались преимущественно по гарцбургитам.

По распределению редкоземельных элементов в ультрабазитах Касаргинского массива выделяются два типа. Первый из них характеризуется содержаниями всех лантаноидов на хондритовом уровне, иногда с некоторым дефицитом европия.

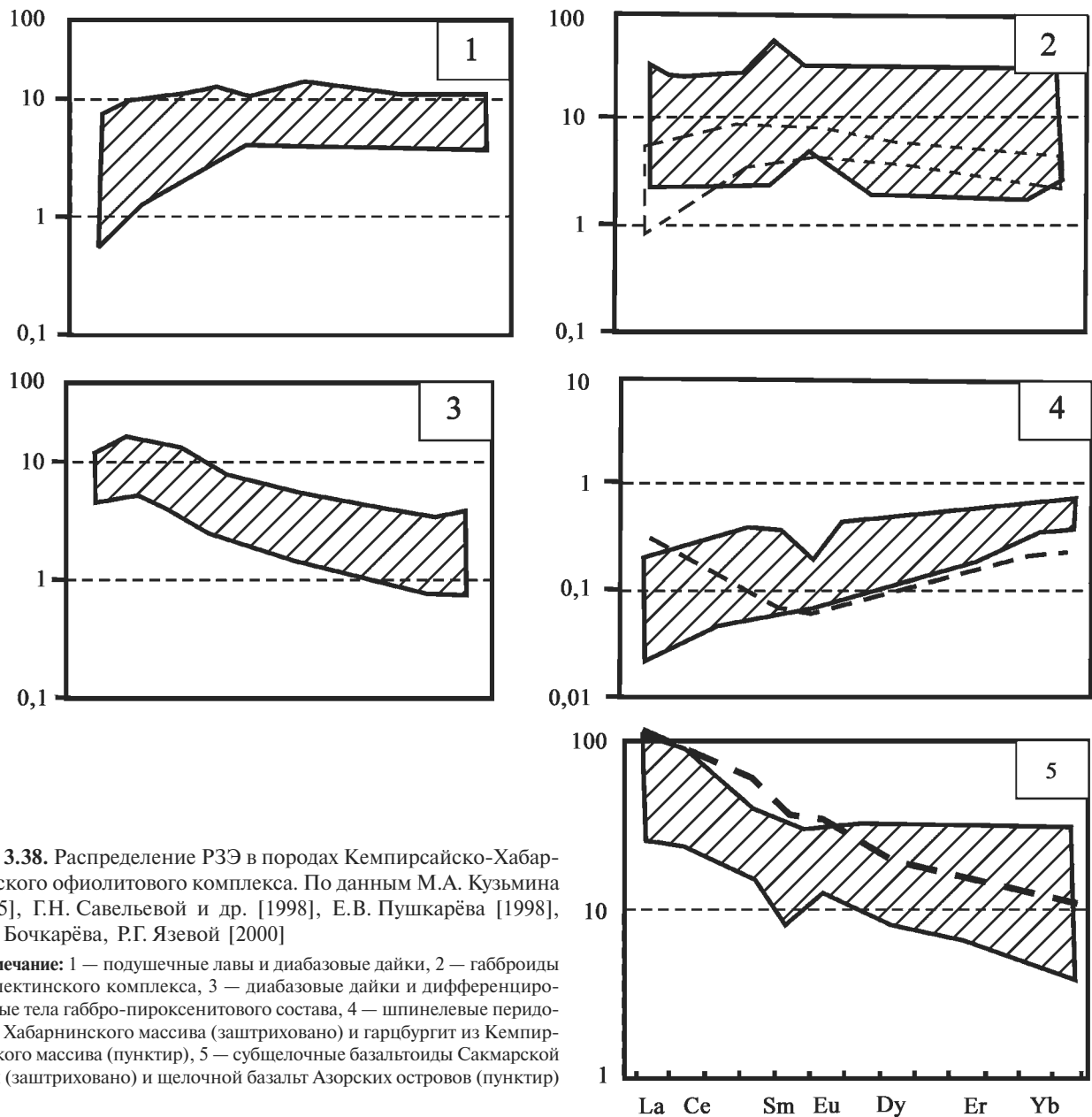


Рис. 3.38. Распределение РЗЭ в породах Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса. По данным М.А. Кузьмина [1985], Г.Н. Савельевой и др. [1998], Е.В. Пушкарёва [1998], В.В. Бочкарёва, Р.Г. Язевой [2000]

Примечание: 1 — подушечные лавы и диабазовые дайки, 2 — габброиды Кокпектинского комплекса, 3 — диабазовые дайки и дифференцированные тела габбро-пироксенитового состава, 4 — шпинелевые перидотиты Хабарнинского массива (заштриховано) и гарцбургит из Кемпирсайского массива (пунктир), 5 — субщелочные базальтоиды Сакмарской зоны (заштриховано) и щелочной базальт Азорских островов (пунктир)

Гипербазиты второго типа обогащены тяжелыми лантаноидами по сравнению с легкими и средними, в них часто проявлена положительная европиевая аномалия (табл. 3.22, 3.23, рис. 3.40).

Для габброидов Касаргинского массива характерны умеренные содержания лантаноидов. На спайдер-диаграммах обнаруживается близость хондрит-нормированных значений для всей группы редкоземельных элементов в большинстве изученных образцов ($La_N \approx Sm_N \approx Lu_N = 2-10$), что сближает их с типом T-MORB. Лишь в двух анализах габбро зафиксировано обычное для офиолитов распределение с преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими (тип N-MORB).

Муслюмовский массив сложен в различной степени измененными ультрабазитами. Среди них часто встречаются небольшие тела габбро и метасоматитов ультраосновного и основного состава,

а также широко распространены дайки гранитоидов.

В серпентинитах Муслюмовского массива, по сравнению с касаргинскими, наблюдаются более значительные вариации содержания CaO (0,14–2,73%) и Al_2O_3 (0,5–2,86%), причем между отношением CaO/Al_2O_3 и концентрацией CaO существует прямая зависимость. В апогарцбургитовых серпентинитах зафиксированы самые низкие значения отношения CaO/Al_2O_3 (0,0n–0,9), а в породах, обогащенных клинопироксеном, оно повышается до 1,2–2,5. Примесь карбонатов в гипербазитах присутствует почти постоянно в количестве 1–7%, вплоть до образования апосерпентинитовых карбонатных пород.

По результатам пересчетов химических анализов наименее измененных ультрабазитов на нормативный минеральный состав первичная природа

Химический состав пород Касаргинского массива

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп
1	34,8	0,001	0,51	6,3	1,28	0,08	35,62	3,45	0,11	0,02	16,34
2	34,86	0,001	0,77	6,52	0,28	0,06	32,82	6,33	0,21	0,17	16,54
3	38,16	0,001	0,31	5,15	2,03	0,24	40,03	0,31	—	—	13,16
4	40,16	0,02	1,0	4,59	1,2	0,08	38,41	0,28	0,18	0,07	13,52
5	40,8	0,001	1,02	6,12	0,64	0,05	36,62	0,57	0,14	0,05	12,68
6	42,25	0,001	1,0	6,08	1,09	0,08	35,6	0,14	0,22	0,05	13,56
7	50,24	0,01	1,02	5,7	0,5	0,02	30,41	0,1	0,14	0,04	11,02
8	44,04	1,06	16,64	6,8	7,02	0,21	6,8	10,8	2,29	0,87	2,56
9	44,16	1,1	18,66	6,19	7,31	0,21	5,9	8,78	3,12	0,6	3,08
10	45,64	0,28	16,44	3,23	4,96	0,14	9,4	15,7	1,16	0,41	2,36
11	49,97	0,5	16,03	2,83	6,38	0,17	8,2	9,36	2,81	0,63	2,02
12	51,58	0,45	11,46	2,98	6,88	0,19	13,6	6,19	2,6	0,29	2,84
13	58,3	0,53	15,76	3,94	6,03	0,12	5,2	1,26	6,0	0,16	3,0
14	58,49	0,51	14,6	3,5	6,22	0,13	5,85	1,12	5,21	0,09	3,64
15	52,99	0,34	15,21	2,68	6,38	0,2	7,2	7,32	4,55	0,26	2,1
16	54,03	0,41	15,58	3,69	5,74	0,17	4,8	7,34	5,11	0,09	2,5
17	54,82	0,36	14,34	3,03	5,67	0,18	6,7	6,77	5,0	0,08	2,44
18	55,02	0,31	15,91	3,67	4,82	0,15	6,6	5,61	3,23	0,12	3,84
19	48,41	0,55	19,79	1,05	6,24	0,13	3,89	12,56	3,4	0,31	2,88
20	48,66	1,04	18,51	4,57	3,76	0,12	5,8	8,35	3,23	1,11	4,36
21	48,99	0,59	17,0	3,02	5,96	0,26	6,0	9,65	1,5	0,51	5,18
22	52,1	0,69	18,21	3,38	6,24	0,21	5,2	5,61	3,27	0,9	4,18
23	55,07	0,47	15,21	2,01	4,4	0,13	6,3	7,77	2,71	0,25	5,58

Примечание: 1–2 — карбонатизированные серпентиниты, 3–7 — ультрабазиты, 8 — пироксенит, 9–23 — габброиды

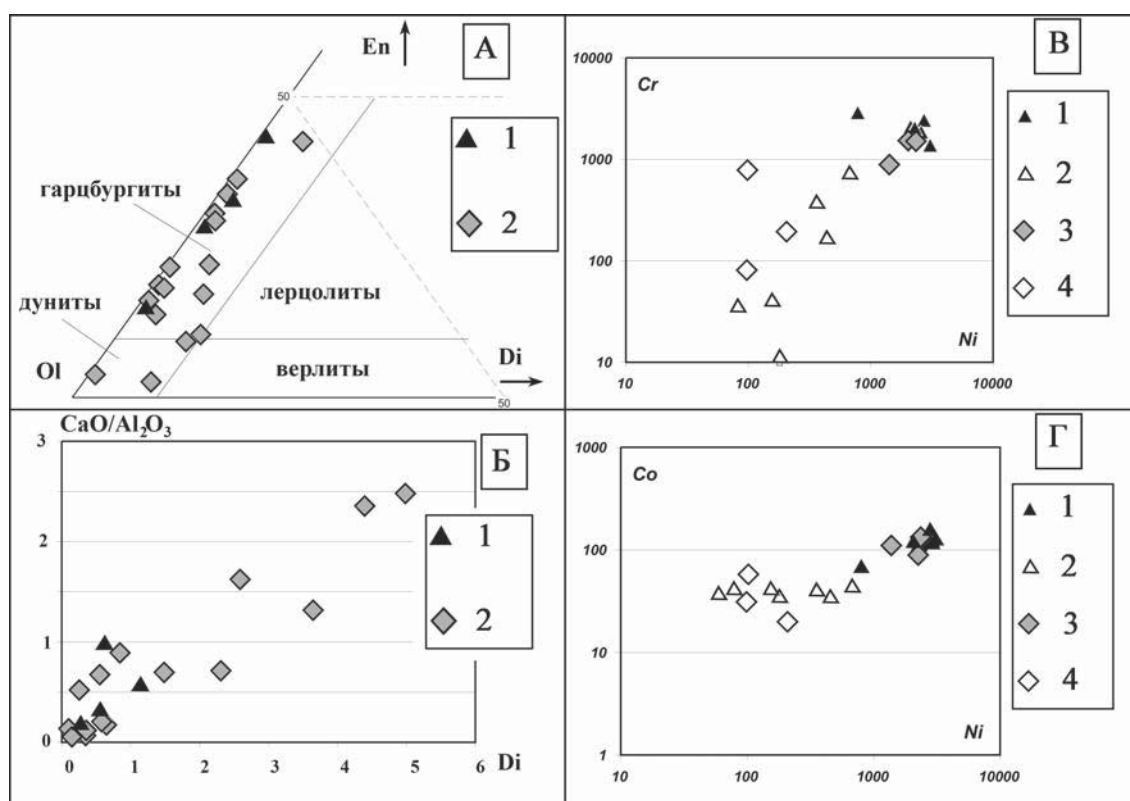


Рис. 3.39. Химический состав гипербазитов и габброидов северной части Восточно-Уральской мегазоны

Условные обозначения для А, Б: 1 — Касаргинский, 2 — Муслюмовский; для В, Г: 1, 2 — Касаргинский (1 — гипербазиты, 2 — габбро), 3, 4 — Муслюмовский (3 — гипербазиты, 4 — габбро)

Таблица 3.22

Содержание элементов-примесей в габброидах Касаргинского массива

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	1,11	2,7	0,28	3,53	1,07	0,079	1,0	2,0	1,35	4,04
Ce	3,01	7,0	1,01	7,1	2,99	0,49	2,48	5,11	3,62	10,3
Pr	0,49	1,1	0,22	0,79	0,5	0,19	0,35	0,78	0,58	1,47
Nd	2,7	5,95	1,61	3,1	2,74	2,51	1,8	4,1	3,23	7,21
Sm	0,96	2,07	0,79	0,79	1,0	2,33	0,58	1,41	1,11	2,29
Eu	0,26	0,2	0,07	0,12	0,14	1,45	0,15	0,15	0,35	0,83
Gd	1,4	3,3	1,47	1,19	1,55	3,32	0,81	2,24	1,88	3,42
Tb	0,22	0,52	0,26	0,19	0,24	0,51	0,13	0,36	0,32	0,53
Dy	1,31	3,03	1,72	1,24	1,52	2,9	0,74	2,22	2,19	2,99
Ho	0,3	0,7	0,44	0,31	0,36	0,64	0,17	0,49	0,51	0,66
Er	0,83	2,01	1,41	0,9	1,01	1,8	0,46	1,42	1,6	1,85
Tm	0,13	0,32	0,24	0,15	0,16	0,27	0,068	0,22	0,27	0,27
Yb	0,7	1,72	1,53	0,87	0,9	1,43	0,39	1,27	1,61	1,5
Lu	0,12	0,3	0,29	0,16	0,16	0,24	0,061	0,22	0,29	0,25
Sc	59,3	35,1	39,8	41,6	39,9	44,5	67,9	45,1	39,3	41,5
Cr	38	6	3	753	371	10	35	107	175	33
Co	41	32	38	45	40	36	41	46	36	36
Ni	160	–	60	690	360	180	80	–	450	–

Таблица 3.23

Содержание элементов-примесей в ультрабазитах Касаргинского массива

№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18
La	0,15	0,79	0,3	0,097	0,4	0,69	0,22	0,15
Ce	0,3	1,08	0,65	0,25	0,96	1,5	0,39	0,31
Pr	0,035	0,088	0,08	0,036	0,14	0,19	0,044	0,036
Nd	0,14	0,25	0,34	0,18	0,66	0,86	0,17	0,14
Sm	0,037	0,044	0,1	0,063	0,21	0,25	0,043	0,039
Eu	0,075	0,022	0,11	0,08	0,01	0,094	0,051	0,11
Gd	0,076	0,091	0,18	0,11	0,33	0,35	0,075	0,093
Tb	0,016	0,018	0,033	0,02	0,054	0,056	0,015	0,02
Dy	0,12	0,14	0,25	0,14	0,36	0,36	0,12	0,17
Ho	0,034	0,04	0,063	0,036	0,083	0,082	0,034	0,051
Er	0,12	0,14	0,22	0,11	0,25	0,23	0,12	0,2
Tm	0,023	0,028	0,038	0,02	0,041	0,037	0,023	0,042
Yb	0,16	0,19	0,27	0,13	0,26	0,22	0,16	0,33
Lu	0,033	0,042	0,052	0,025	0,045	0,037	0,035	0,074
Sc	6,46	6,8	18,9	8,4	9,54	3,56	3,43	5,61
Cr	1868	1980	2885	1710	1954	1350	2269	10664
Co	117	116	67	109	108	119	121	108
Ni	2520	2390	780	2440	2150	3040	2740	2390

большинства из них является гарцбургитовой (рис. 3.39). Содержание нормативного оливина в породах изменяется от почти 100% (аподунитовые серпентиниты) до 55–60% при повышении содержания ортопироксена в этих разновидностях до 40%. В большинстве изученных образцов нормативное содержание диопсида не превышает 2–5%, но в отдельных пробах достигает 10%.

Содержание TiO_2 в гипербазитах варьирует от <0,01 до 0,04%, и только в двух образцах его зна-

чение повышается до 0,08%. При этом увеличение концентрации титана в ультрабазитах коррелирует с повышением содержания CaO до 7,41–9,59%. В остальных пробах окись кальция присутствует в более скромных количествах (0,07–2,73%). Следует также отметить, что в большинстве случаев заметные содержания CaO (более 1%) коррелируют с повышением содержания CO_2 (0,8–3,63%), что связано с присутствием в породе новообразованного кальцита. Вынос кремнезема при карбонатизации

серпентинитов обуславливает понижение концентрации SiO_2 в отдельных пробах до 32–33%, а в апогипербазитовых метасоматитах до 27–29%.

Содержание Al_2O_3 в ультрабазитах изменяется в общем незначительно (0,26–1,85%, в единичных случаях до 2,86%) и в среднем составляет 1%. Суммарное количество щелочей не превышает 0,46% при незначительном преобладании натрия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1-4$). Железистость гипербазитов изменяется также незначительно ($f = 8,99-11,19\%$).

Ультрабазиты Касаргинского и Муслюмовского массивов обнаруживают близкие и устойчиво высокие содержания тугоплавких сидерофильных элементов ($\text{Ni} - 1400-3040$ г/т, $\text{Cr} - 920-2885$ г/т, $\text{Co} - 108-121$ г/т). В основных породах этих же массивов содержания никеля и хрома варьируют довольно сильно: в меланократовых разновидностях габбро Касаргинского массива концентрация хрома достигает 753 г/т, никеля — 690 г/т; в лейкократовых же понижается соответственно до 3 г/т (Cr) и 60 г/т (Ni). В Муслюмовском массиве содержание хрома в габброидах изменяется от 83 г/т до 789 г/т, а никеля — от 100 г/т до 210 г/т. Концентрация кобальта в касаргинских габброидах выдержана и составляет 36–46 г/т, а в муслюмовских данный показатель изменяется от 19 до 57 г/т.

Распределение редкоземельных элементов в большинстве проб ультрабазитов Муслюмовского массива близко к хондритовому (рис. 3.40). Наиболее подвижным элементом является европий, образующий локальные максимумы и минимумы. Только в одном образце проявлено преобладание тяжелых РЗЭ над легкими (табл. 3.24, 3.25).

В габбро Муслюмовского массива зафиксировано два резко отличающихся друг от друга типа распределения РЗЭ. В двух пробах содержание всех лантаноидов сходно с таковым Касаргинского массива, нормированные по хондриту значения для всех РЗЭ примерно равны ($\text{La}_N \approx \text{Sm}_N \approx \text{Lu}_N = 5-10$). В одном образце обнаружено резкое обогащение легкими РЗЭ ($\text{La}_N > 100$) при умеренных содержаниях тяжелых ($\text{Lu}_N = 10$).

3.3.2. Гипербазиты центральной части Восточно-Уральской и восточной части Магнитогорской мегазон

В центральной части Восточно-Уральской мегазоны наиболее насыщена телами альпинотипных гипербазитов территория, пространственно совпадающая с южной частью Арамилско-Сухтелинской структурно-формационной зоны. На совре-

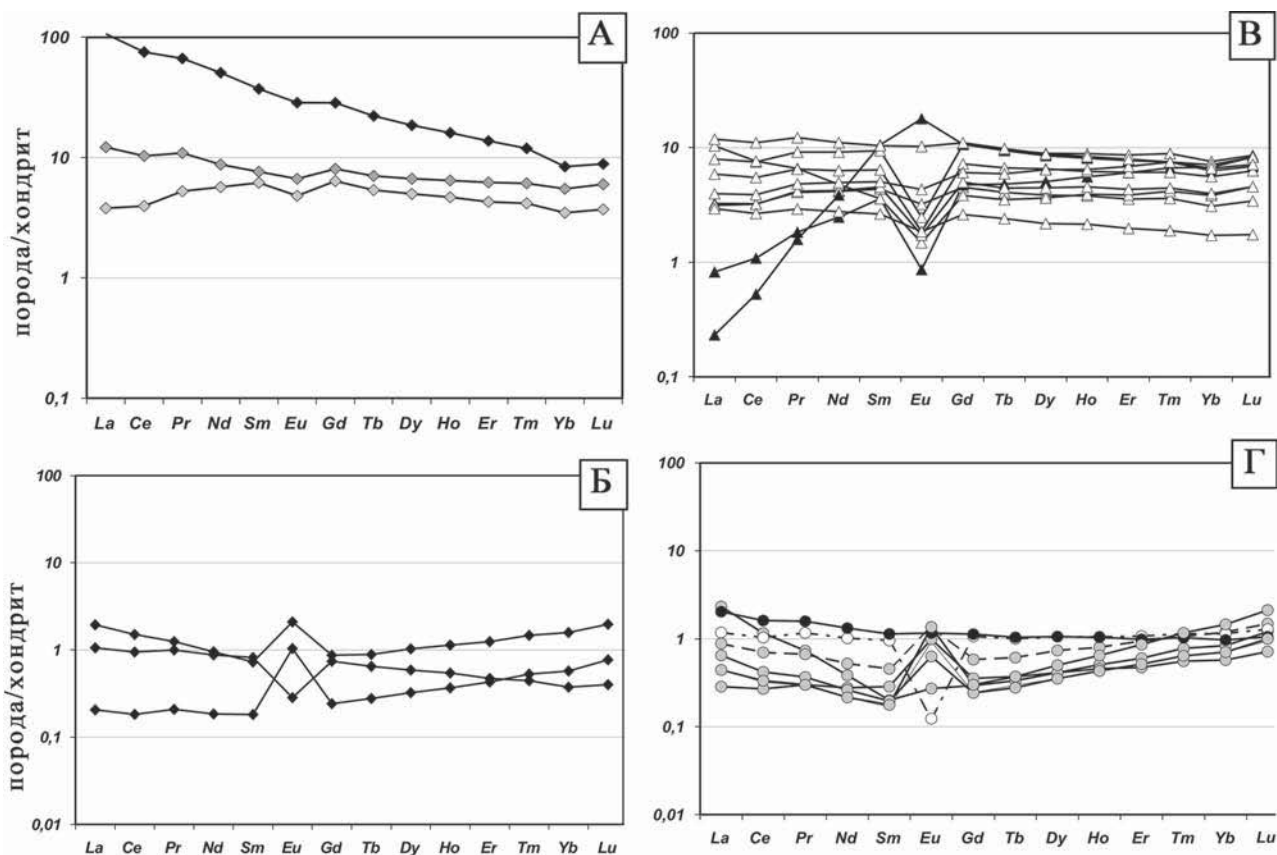


Рис. 3.40. Распределение РЗЭ в габброидах и гипербазитах Касаргинского и Муслюмовского массивов

Примечание: А, Б — Муслюмовский (А — габбро, Б — ультрабазиты); В, Г — Касаргинский (В — габбро, Г — гипербазиты)

менном эрозионном срезе ультрабазиты занимают различное структурное положение: 1) во внутренней части Арамильско-Сухтелинской зоны (Белово-Масловская и Магадеевская группы массивов), 2) по границам зоны (Кумлякский комплекс, Куликовский массив), 3) западнее, в пределах Магнито-

горской мегазоны (Аминевский массив), 4) восточнее, в пределах Восточно-Уральского поднятия (Казбаевский массив). Большая часть ультраосновных пород перечисленных комплексов представлена серпентинитами, петрохимический состав которых довольно однообразен. Для них характерны очень

Таблица 3.24

Химический состав пород Муслюмовского массива

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп
1	32,82	0,08	2,86	5,5	1,72	0,09	32,91	7,41	0,24	0,13	15,92
2	33,39	0,08	1,22	6,79	0,55	0,1	30,35	9,59	0,2	0,05	18,21
3	34,11	0,05	1,61	3,24	3,07	0,11	26,64	1,16	0,26	0,2	29,87
4	34,62	0,01	0,93	7,36	0,43	0,09	36,57	2,2	0,15	0,07	17,04
5	36,52	0,04	0,5	6,78	0,99	0,2	34,7	2,73	0,15	0,11	16,3
6	36,98	0,04	1,05	7,73	0,78	0,08	37,84	0,73	0,13	0,05	14,88
7	37,06	0,02	1,01	6,69	0,46	0,07	36,79	2,49	0,18	0,08	15,06
8	37,43	0,02	1,37	6,84	0,65	0,1	35,5	1,82	0,15	0,07	15,08
9	37,57	0,04	0,42	5,81	2,76	0,12	38,52	0,28	0,14	0,05	12,9
10	37,76	0,04	1,32	6,82	0,76	0,09	38,36	0,29	0,19	0,05	14,66
11	37,94	0,02	1,06	6,78	0,79	0,08	38,83	0,07	0,12	0,08	14,54
12	38,0	0,02	0,8	5,72	1,7	0,11	35,39	1,29	0,16	0,12	15,0
13	38,14	0,01	0,79	7,14	0,56	0,1	37,89	0,07	0,17	0,06	14,58
14	39,0	–	1,15	6,25	1,13	0,12	35,75	0,29	0,13	0,06	14,78
15	39,75	0,04	0,48	7,09	1,42	0,11	36,0	0,43	0,13	0,13	13,86
16	40,2	0,02	0,26	6,7	0,99	0,11	36,0	0,14	0,11	0,05	14,04
17	41,04	0,03	1,85	7,61	0,86	0,07	35,74	0,15	0,33	0,22	12,64
18	43,74	0,33	17,5	1,75	5,1	0,06	12,68	13,84	0,38	0,05	4,34
19	43,86	0,2	20,21	3,04	4,99	0,1	8,99	11,42	1,98	0,48	4,66
20	48,52	0,51	18,02	3,7	6,62	0,05	7,46	7,88	2,68	0,86	2,97

Примечание: 1–4 — карбонатизированные серпентиниты, 5–17 — ультрабазиты, 18–20 — габброиды

Таблица 3.25

Содержание элементов-примесей в габброидах и ультрабазитах Муслюмовского массива

№ п/п	1	2	3	4	5	6
La	36,3	1,29	4,15	0,66	0,07	0,36
Ce	70,2	3,68	9,6	1,4	0,17	0,88
Pr	8,01	0,63	1,31	0,15	0,025	0,12
Nd	33,0	3,7	5,7	0,62	0,12	0,57
Sm	8,21	1,36	1,68	0,16	0,04	0,18
Eu	2,32	0,39	0,54	0,17	0,084	0,023
Gd	8,85	1,98	2,5	0,27	0,075	0,23
Tb	1,2	0,29	0,38	0,048	0,015	0,035
Dy	6,32	1,7	2,27	0,35	0,11	0,2
Ho	1,27	0,37	0,51	0,09	0,029	0,043
Er	3,21	1,0	1,45	0,29	0,1	0,11
Tm	0,43	0,15	0,22	0,053	0,019	0,016
Yb	1,91	0,79	1,25	0,36	0,13	0,085
Lu	0,31	0,13	0,21	0,069	0,027	0,014
Sc	17,3	38,9	34,2	9,67	3,31	6,53
Cr	183	789	83	1644	921	1921
Co	19	57	31	120	111	103
Ni	210	100	100	2310	1460	2260

Примечание: 1–3 — габброиды, 4–6 — ультрабазиты

низкие содержания всех легкоплавких компонентов — TiO₂, CaO, Al₂O₃, Na₂O, K₂O и, напротив, высокие концентрации тугоплавких окислов — MgO, NiO, Cr₂O₃ (табл. 3.26, 3.27, рис. 3.41).

При сравнении геохимических характеристик гипербазитов наиболее информативными оказались содержания Ni, Cr, редкоземельных элементов (рис. 3.28), менее четкие различия наблюдаются по нормативному минеральному составу пород, относительной железистости, концентрации CaO, Al₂O₃, Co, Sc, V. Максимальная железистость гипербазитов характерна для Аминевского массива (f= 11–17). В реститах других массивов наблюдаются довольно значительные вариации значений данного показателя. Однако в среднем наименее

железистые ультрамафиты развиты в пределах Куликовского массива.

Анализ треугольной диаграммы Ol — En — Di (рис. 3.41), построенной на основании пересчета химических анализов пород на нормативный минеральный состав по методу Н.Д. Соболева, показывает, что заметные содержания клинопироксена в первичных ультрабазитах обнаруживаются лишь в части образцов Аминевского массива и Кумлякской группы тел, в единичных пробах из Травниковского массива. Подавляющая часть серпентинитов имеет апогарцбургитовую природу. В среднем наибольшие количества нормативного ортопироксена характерны для массивов северной части зоны, Казбаевского пояса и Кумлякской группы тел.

Таблица 3.26

Химический состав ультрабазитов Арамильско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n	5	2	4	4	2	2	5	2	13
SiO ₂	41,63	42,34	39,74	41,48	44,6	41,8	39,24	40,52	39,78
TiO ₂	0,02	0,01	0,08	0,01	0,06	0,1	0,08	0,09	0,05
Al ₂ O ₃	0,84	0,57	2,36	0,66	1,45	2,35	1,78	1,12	1,42
FeO*	7,07	6,95	9,95	7,46	6,8	8,5	12,4	8,05	7,59
MnO	0,075	0,06	0,09	0,09	0,06	0,08	0,13	0,07	0,1
MgO	37,47	37,62	34,64	37,47	34,7	36	34,86	37,7	37,24
CaO	0,01	0,01	1,03	0,02	0,5	0,35	0,97	0,78	0,24
Na ₂ O	0,18	0,24	0,1	0,25	0,2	0,2	0,24	0,21	0,14
K ₂ O	0,05	0,05	0,04	0,05	0,08	0,03	0,07	0,04	0,06
ппп	11,48	11,37	10,76	11,99	11,04	10,22	10,31	10,78	12,78
Cr	2136	1669	2340	2253	2142	1385	1880	1690	2350
Ni	2106	1454	1493	3180	1145	1675	834	940	1060
Co	83	83	87	136	85	66	94	75	85

Примечание: 1 — Малковский (Чебаркульский), 2 — Травниковский, 3 — Байрамгуловский, 4 — Казбаевский, 5 — Ларинский, 6 — Белово-Масловская группа тел, 7 — Аминевский, 8 — Магадеевская группа тел, 9 — Куликовский массивы

Таблица 3.27

Содержание редкоземельных элементов в гипербазитах Арамильско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n	1	1	1	2	2	2	5	2	2
La	0,94	0,11	6,83	0,2	0,245	0,18	0,32	0,24	0,19
Ce	0,63	3,1	1,38	0,6	0,595	0,49	0,75	0,56	0,38
Pr	0,36	0,45	0,8	0,112	0,08	0,08	0,105	0,079	0,047
Nd	0,9	1,03	1,24	0,69	0,385	0,43	0,5	0,37	0,19
Sm	0,13	0,14	0,12	0,29	0,12	0,16	0,18	0,115	0,053
Eu	0,69	0,66	0,35	0,056	0,012	0,017	0,03	0,04	0,044
Gd	0,2	0,21	0,073	0,51	0,19	0,27	0,28	0,175	0,11
Tb	0,27	0,029	0,11	0,092	0,033	0,047	0,048	0,028	0,023
Dy	0,33	0,34	0,15	0,6	0,215	0,32	0,32	0,18	0,18
Ho	0,06	0,06	0,031	0,15	0,052	0,085	0,079	0,043	0,054
Er	0,44	0,43	0,26	0,47	0,155	0,26	0,24	0,128	0,2
Tu	0,12	0,11	0,073	0,078	0,028	0,047	0,042	0,022	0,04
Yb	0,4	0,34	0,27	0,49	0,165	0,3	0,27	0,13	0,031
Lu	0,071	0,059	0,054	0,09	0,033	0,06	0,05	0,025	0,069

Примечание: 1 — Малковский (Чебаркульский), 2 — Травниковский, 3 — Байрамгуловский, 4 — Казбаевский, 5 — Ларинский, 6 — Белово-Масловская группа тел, 7 — Аминевский, 8 — Магадеевская группа тел, 9 — Куликовский массивы

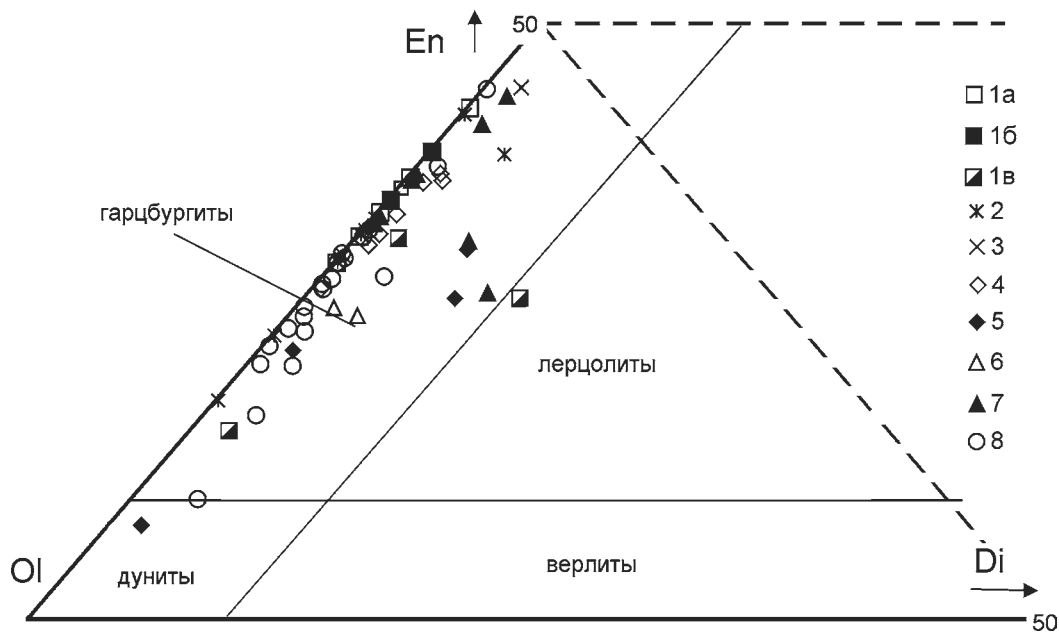


Рис. 3.41. Диаграммы Ol—En—Di для гипербазитов Арамилско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

Условные обозначения: 1–8 — гипербазиты: 1 — Байрамгуловского пояса (а), Травниковского (б) и Чебаркульского (в) массивов, 2 — Казбаевского массива, 3 — Ларинского купола, 4 — Белово-Масловской группы тел, 5 — Аминевского массива, 6 — Кидышко-Магадеевской группы тел, 7 — Кумлякской группы тел, 8 — Куликовского массива

Минимальные количества пироксенов зафиксированы в гипербазитах Куликовского массива.

На диаграмме $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ (рис. 3.42) большинство точек, характеризующих составы гипербазитов рассматриваемой территории, попадают в поле истощенных гарцбургитов и дунитов, практически не содержащих кальция. Лишь отдельные образцы ультраосновных пород из Кумлякской группы тел и Аминевского массива по составу приближаются к лерцолитам. Незначительная часть образцов по соотношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и содержанию кальция соответствует клинопироксеновым гарцбургитам.

Минимальные содержания никеля фиксируются в породах Аминевского массива (600–1200 г/т), несколько выше — в ультрабазитах Куликовского массива (600–1500 г/т), в породах других комплексов они возрастают еще больше

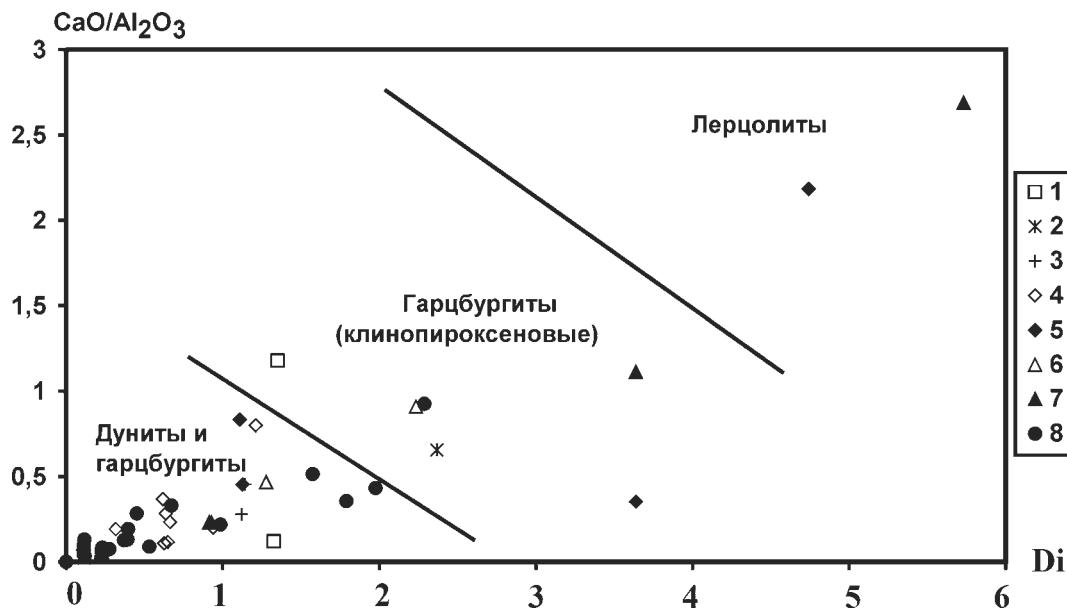


Рис. 3.42. Диаграмма $\text{CaO} - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ для гипербазитов Арамилско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

Условные обозначения: 1–8 — гипербазиты: 1 — Байрамгуловского пояса, Травниковского и Чебаркульского массивов, 2 — Казбаевского массива, 3 — Ларинского купола, 4 — Белово-Масловской группы тел, 5 — Аминевского массива, 6 — Кидышко-Магадеевской группы тел, 7 — Кумлякской группы тел, 8 — Куликовского массива

(1200–2500 г/т). Повышенным содержанием хрома на фоне остальных выделяются гипербазиты Куликовского массива (2400–4400 г/т), кобальта — породы северной части зоны и Казбаевского пояса. В гипербазитах Аминевского массива и Белово-Масловской группы тел содержания скандия примерно равны и чуть выше, чем в аналогичных породах других массивов.

Наиболее истощенными в отношении РЗЭ являются реститовые гипербазиты Куликовского и Магадеевского массивов (рис. 3.43). В них зафиксированы минимальные содержания всего спектра РЗЭ при постоянном преобладании тяжелых лантаноидов над легкими ($La_N = 0,1-0,6$; $Lu_N \approx 1$). В гипербазитах северной части Арамильско-Сухтелинской зоны и Казбаевского пояса сохраняется та же тенденция в распределении РЗЭ, но при несколько больших содержаниях ($La_N = 0,6-1,2$; $Lu_N \approx 2$), еще ниже здесь содержания средних РЗЭ ($Sm_N = 0,2-1$).

В ультрабазитах Аминевского массива и Белово-Масловской группы тел проявлено два типа распределения редких земель: 1) $La_N < Sm_N < Lu_N$ и 2) $La_N > Sm_N < Lu_N$ ($La_N \approx Lu_N$). Они менее истощены по сравнению с расположенными южнее массивами. Далее на север эта тенденция сохраняется, и гипербазиты Байрамгуловского, Травниковского и Чебаркульского массивов являются еще менее истощенными. Среди них выделяются разновидности пород с четко выраженным европейским максимумом. Исключение в этом ряду составляют гипербазиты Казбаевского массива, которые по степени истощенности ближе всего к массивам Аминевско-Магадеевской группы.

Следует также отметить, что практически во всех образцах реститовых гипербазитов Арамиль-

ско-Сухтелинской зоны составы РЗЭ характеризуются соотношением $La_N/Lu_N < 1$. По сравнению с ультрабазитами реститового комплекса, в пироксенитах и габброидах на фоне общего повышения содержаний редкоземельных элементов резко возрастает роль средних РЗЭ (рис. 3.28, 3.29).

3.3.2. Гипербазиты южной части Восточно-Уральской мегазоны

В южной части Восточно-Уральской мегазоны ультрабазиты группируются в два параллельных пояса. Западный представлен Успеновским, Татищевским, Верблюжьегорским и Варшавским массивами, объединяемыми в варшавский комплекс. Восточнее узкой цепочкой прослеживаются небольшие тела ольховского комплекса, в строении которого преобладают основные породы. Ультрабазиты обоих комплексов представлены нацело серпентинизированными породами. Химические составы пород значительно различаются между собой лишь по содержанию TiO_2 (табл. 3.30). Для ультрабазитов варшавского комплекса характерны предельно низкие концентрации двуокиси титана (0,03–0,07%), в породах ольховского комплекса этот показатель чуть выше (0,08–0,1%).

Пересчеты химических анализов на нормативный минеральный состав свидетельствуют о значительных вариациях содержаний в первичных ультрабазитах ортопироксенов (от 7 до 40%), при этом аподунит-гарцбургитовые разновидности более широко представлены на Успеновском и Татищевском массивах, здесь же фиксируются наиболее значительные вариации содержаний энстатита (рис. 3.44).

Таблица 3.28

Химический состав пироксенитов и габброидов Арамильско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n	1	2	1	3	3	6	1	4	1	2
SiO ₂	46,48	45,82	48,04	48,94	50,72	49,57	40	47,68	55,4	50,75
TiO ₂	0,19	0,35	1,15	0,45	0,12	0,18	0,4	0,33	0,06	0,37
Al ₂ O ₃	4,2	13,82	15,79	17,65	3,01	15,16	10	12,75	1	15,5
FeO	7,29	8,28	10,61	6,81	7,88	6,9	13,8	8,33	9,3	9,65
MnO	0,15	0,14	0,17	0,08	0,17	0,12	0,18	0,13	0,12	0,1
MgO	27,54	11,53	7,54	7,96	22,08	10,84	18,8	12,95	7,8	13,7
CaO	6,41	14,43	11,09	13,45	11,53	12,16	15,8	14,7	9,94	7,4
Na ₂ O	0,1	1,3	4	2,36	0,47	2,27	0,54	1,76	2,38	0,88
K ₂ O	0,04	0,43	0,16	0,11	0,08	0,23	0,08	0,12	0,63	0,3
P ₂ O ₅	0,005	0,02	0,08	0,03	0,015	0,028	0,01	0,03	0	0,03
ppp	6,38	3,52	1,76	1,49	3,38	2,17	0,41	1,07	11,38	0,62
Cr	3729	147	74	118	1493	376	510	450	1502	710
Ni	300	175	490	265	393	267	82	91	1325	165
Co	60	36	38	32	45	39	64	52	78	60

Примечание: 1–2 — Малковский (Чебаркульский), 3 — Травниковский, 4 — Байрамгуловский, 5, 6 — Аминевский, 7, 8 — Магадеевская группа тел, 9, 10 — Куликовский массивы; 1, 5, 7, 9 — пироксениты, 2–4, 6, 8, 10 — габброиды

По петрохимическим критериям к дунитам можно отнести лишь единичные образцы пород Успеновского и Дружнинского массивов. Наиболее обогащены ортопироксенами гипербазиты Верблюжьегогорского (30–45%), Гогинского и Гу-

линского массивов (25–30%), а моноклинным пироксеном — Варшавского (до 8–10%), Дружнинского и Ольховского (до 5–7%).

Породы варшавского и ольховского комплексов отличаются по характеру распределения

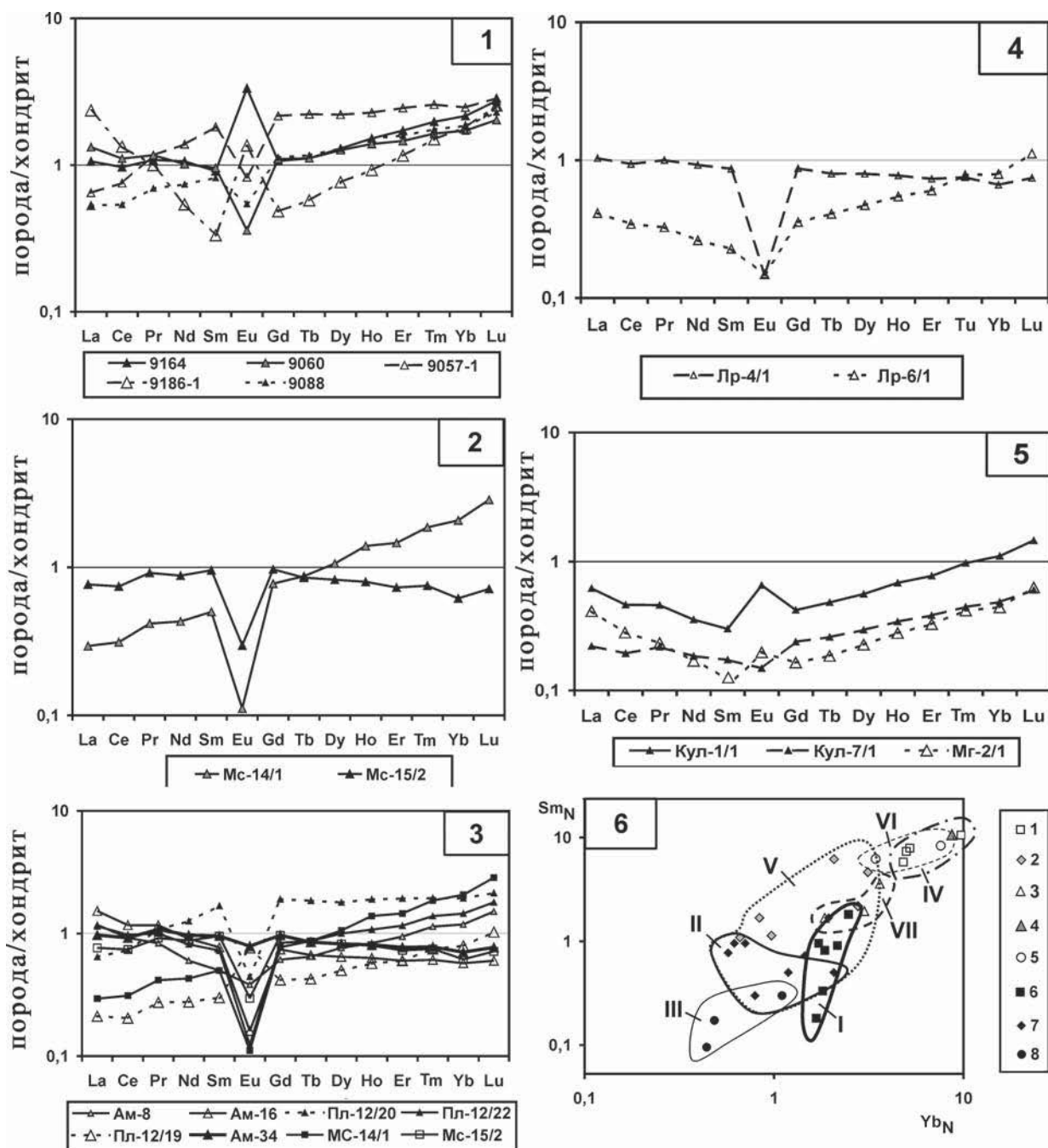


Рис. 3.43. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту, в гипербазитах Арамилско-Сухтелинской зоны и ее обрамления (1–5) и диаграмма Sm_N – Yb_N для гипербазитов и габброидов (6)

На диаграммах 1–5 показано содержание РЗЭ_N в породах Байрамгуловского и Казбаевского поясов, Травниковского и Чебаркульского массивов (1), Белово-Масловской группы тел (2), Аминевского массива (3), Ларинского купола (4) и Куликовского массива (5). **Условные обозначения для рис. 3.43–6:** 1–5 — составы габброидов; 1 — Травниковского, Чебаркульского массивов, Байрамгуловского и Казбаевского поясов, 2–3 — Аминевского массива (2) и мелких тел восточнее него (3), 4 — тел габбро севернее Магадеевского гипербазитового массива, 5 — Куликовского массива; 6–8 — составы гипербазитов; 6 — Травниковского, Чебаркульского массивов, Байрамгуловского и Казбаевского поясов, 7 — Аминевского массива, 8 — Куликовского массива, I–VII — поля составов, I–III — гипербазиты; I — Травниковского, Чебаркульского массивов, Байрамгуловского и Казбаевского поясов, II — Аминевского массива, III — Куликовского массива, IV–VII — габброиды; IV — Травниковского, Чебаркульского массивов, Байрамгуловского и Казбаевского поясов, V — Аминевского массива, VI — Куликовского массива, VII — основных пород из тел, расположенных восточнее Аминевского массива

в породах величины относительной железистости, нормативных энстатита и диопсида (рис. 3.45). Все рассматриваемые показатели в ультрабазитах варшавского комплекса имеют отчетливые максимумы: для железистости в интервале 9–11%, для энстатита в интервале 25–35%, для диопсида — в интервале 0–1,5%. Напротив, в породах ольховского комплекса наблюдается бимодальный характер распределения рассматриваемых показателей: железистости (интервалы 9–11% и 12–14%), количества нормативного диопсида (интервалы 0–1,5% и 3,5–4,5%).

Принадлежность практически всех рассматриваемых ультрабазитов к гарцбургитам подтверждается положением их составов на диаграмме CaO — CaO/Al₂O₃ (рис. 3.46). Здесь наблюдается положительная корреляция между рассматриваемыми показателями и отсутствие пород с содержанием CaO более 2%. Единичные образцы пород с высокими содержаниями кальция встречены в пределах Варшавского массива.

Содержание никеля и хрома в ультрабазитах довольно выдержано, на соответствующей диа-

Таблица 3.29

Содержание редкоземельных элементов в пироксенитах и габброидах Арамильско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n	1	3	2	3	6	1	4	1	2
La	1,1	0,93	0,71	0,61	0,42	0,4	1,6	0,075	3,1
Ce	2,52	2,54	2,4	1,48	1,2	1,53	3,93	0,18	7,41
Pr	0,36	0,47	0,47	0,22	0,24	0,34	0,57	0,026	1,04
Nd	1,8	3,01	3,22	1,46	1,43	2,6	2,89	0,12	5,03
Sm	0,53	1,39	1,45	0,41	0,62	1,27	0,98	0,038	1,6
Eu	0,12	0,48	0,46	0,074	0,172	0,43	0,37	0,012	0,17
Gd	1,03	2,24	2,05	0,65	0,9	1,43	1,56	0,074	2,31
Tb	0,2	0,35	0,33	0,113	0,133	0,19	0,26	0,014	0,36
Dy	1,49	2,18	1,95	0,71	0,79	1,08	1,56	0,1	2,3
Ho	0,42	0,49	0,45	0,17	0,18	0,22	0,37	0,027	0,52
Er	1,44	1,45	1,28	0,53	0,48	0,54	1,08	0,089	1,49
Tu	0,27	0,27	0,2	0,092	0,115	0,072	0,17	0,016	0,23
Yb	1,77	1,36	1,11	0,54	0,4	0,36	0,97	0,11	1,25
Lu	0,39	0,25	0,19	0,103	0,07	0,05	0,175	0,021	0,21

Примечание: 1–2 — Малковский (Чебаркульский), 3 — Байрамгуловский, 4, 5 — Аминевский, 6, 7 — Магадеевская группа тел, 8, 9 — Куликовский массивы; 1, 4, 6, 8 — пироксениты, 2, 3, 5, 7, 9 — габброиды

Таблица 3.30

Химический состав гипербазитов и габброидов южной части Восточно-Уральской мегазоны

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
n	13	17	59	74	3	2	19	6	1	1	4	8	4
SiO ₂	40,48	42,20	40,24	39,04	39,89	36,70	37,84	38,02	46,40	45,40	48,19	48,87	43,57
TiO ₂	0,07	0,04	0,04	0,03	0,10	0,08	0,08	0,22	0,22	0,14	0,18	0,43	1,02
Al ₂ O ₃	1,03	0,75	1,42	1,31	0,55	0,65	0,95	3,55	6,80	14,80	16,44	12,82	16,80
Fe ₂ O ₃	3,69	5,77	6,06	5,31	5,93	7,68	6,44	7,58	3,20	2,10	1,03	3,17	3,23
FeO	3,56	0,55	1,61	2,14	1,58	0,81	1,39	3,12	3,90	2,10	3,35	4,15	8,49
MnO	0,10	0,02	0,08	0,10	0,07	0,05	0,09	0,14	0,13	0,07	0,09	0,12	0,12
MgO	36,36	38,24	37,86	38,70	36,71	36,96	37,31	33,55	23,10	13,30	12,26	12,54	9,52
CaO	0,75	0,32	0,30	0,42	0,45	0,16	0,74	1,13	11,90	17,70	14,80	10,83	10,36
Na ₂ O	0,14	0,19	0,12	0,07	0,00	0,00	0,06	0,00	0,44	1,70	0,77	2,07	1,89
K ₂ O	0,12	0,02	0,04	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,03	0,15	0,18	0,51
ппп	13,14	11,59	11,87	11,98	13,24	15,33	13,58	10,86	4,20	2,30	2,71	3,35	3,72
сумма	99,43	99,68	99,66	99,14	98,52	98,40	98,53	98,16	100,4	99,69	99,96	98,51	99,22
n	—	—	—	2	—	—	5	—	—	12	2	15	—
Ni	—	—	—	1062	—	—	1054	—	—	1043	142	144	—
Cr	—	—	—	3030	—	—	2640	—	—	2660	432	210	—

Примечание: 1–8 — ультрабазиты, 9 — клинопироксенит, 10–13 — габброиды; 1, 9, 10 — Варшавский, 2 — Верблюжьегорский, 3, 11 — Татищевский, 4, 12 — Успенковский, 5 — Гогинский, 6 — Гулинский, 7, 13 — Дружининский, 8 — Ольховский массивы. Составлена с использованием данных Г.Г. Кораблёва и др. [1999 г.], А.В. Тевелева и др. [2000 г.]

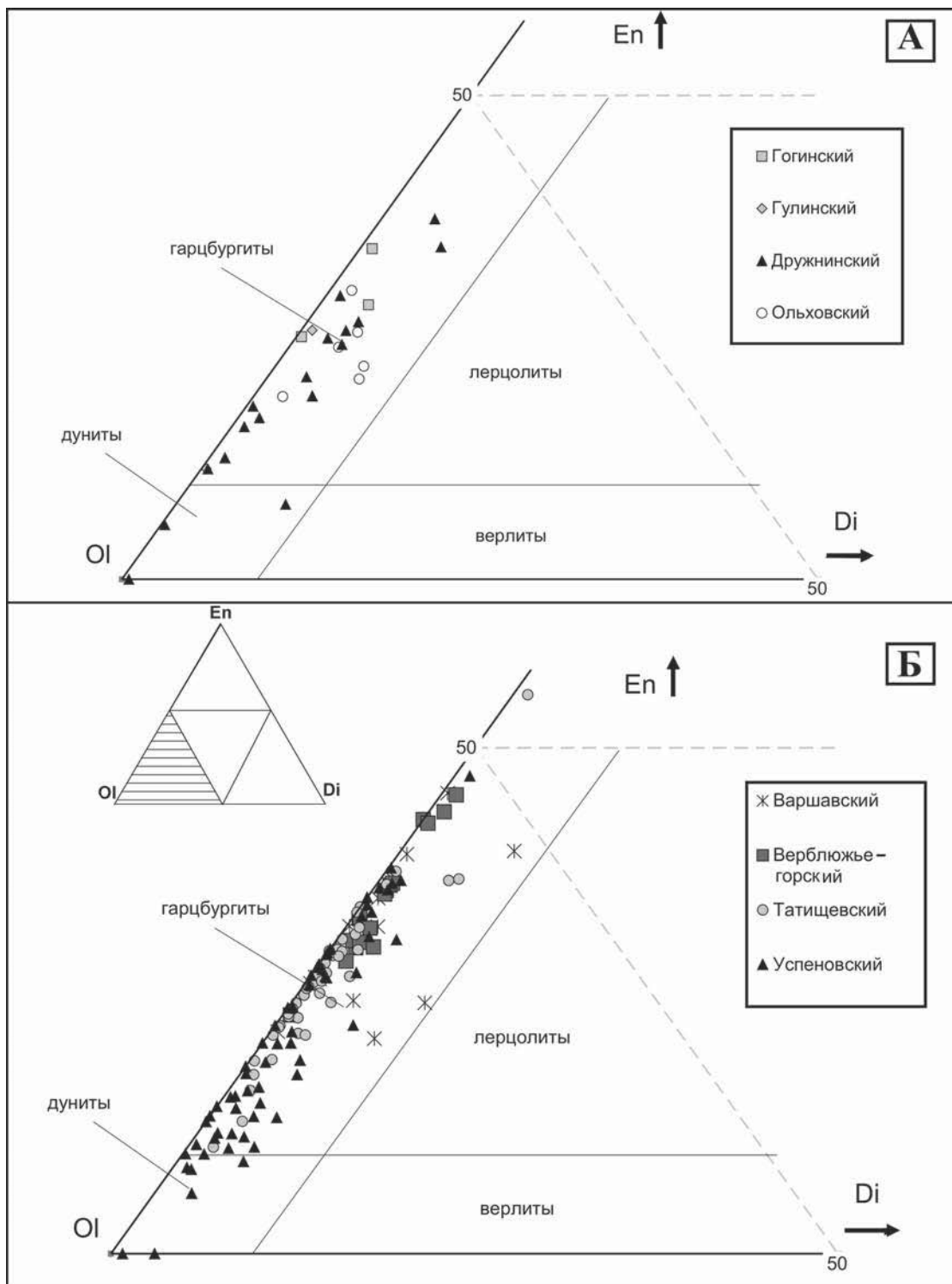


Рис. 3.44. Нормативный минеральный состав ультрабазитов из массивов ольховского (А) и варшавского комплексов (Б)

грамме (рис. 3.46 б) фигуративные точки составов пород образуют компактное поле, объединяющее образцы с содержанием хрома 2000–3000 г/т и никеля — 1000–1100 г/т. В габброидах, ассоциирующих с ультрабазитами Успенковского массива, содержание хрома и никеля варьирует в пределах от 50 до 300 г/т, в Татищевском массиве концентрация хрома повышается до 300–700 г/т, а ни-

келя — до 150–300 г/т. Пироксениты Успенковского массива содержат 700–1000 г/т хрома и 700–850 г/т никеля.

О содержании в ультраосновных и основных породах редкоземельных элементов имеется очень скудная информация (табл. 3.31, рис. 3.47). По данным А.В. Тевелева с соавторами [2002], в ультрабазитах Татищевского и Дружнинского массивов

концентрация средних и тяжелых РЗЭ чуть ниже хондритового уровня (0,7–0,9 ед.), а легких — несколько выше него (1–7 ед.), часто наблюдается отрицательная европиевая аномалия. Низкие значения РЗЭ_N зафиксированы и в серпентинитах Успеновского массива, но вид графика для хондрит-нормированных значений — тот же: $La_N > Sm_N > Eu_N < Gd_N < Lu_N$.

В габброидах Успеновского и Татищевского массивов дифференциация между отдельными элементами на графиках РЗЭ_N практически отсутствует. В образцах габбро Татищевского массива уровень содержаний всех РЗЭ очень низкий, на уровне 2–8 ед. по отношению к хондритовому; в габброидах Успеновского массива он выше и изменяется от 5–10 до 20–30 ед.

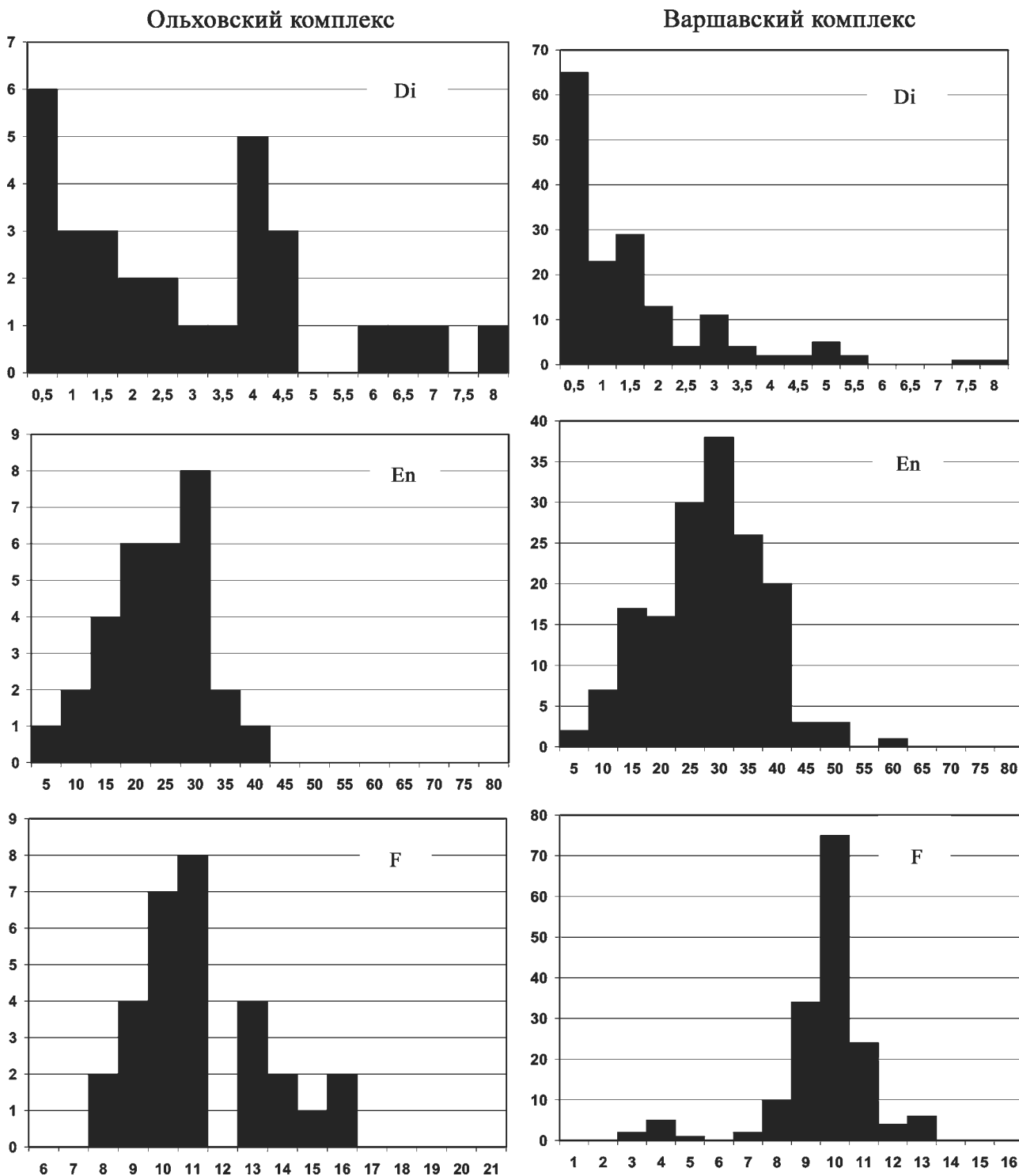


Рис. 3.45. Гистограммы распределения в породах ольховского и варшавского комплекса основных петрохимических показателей

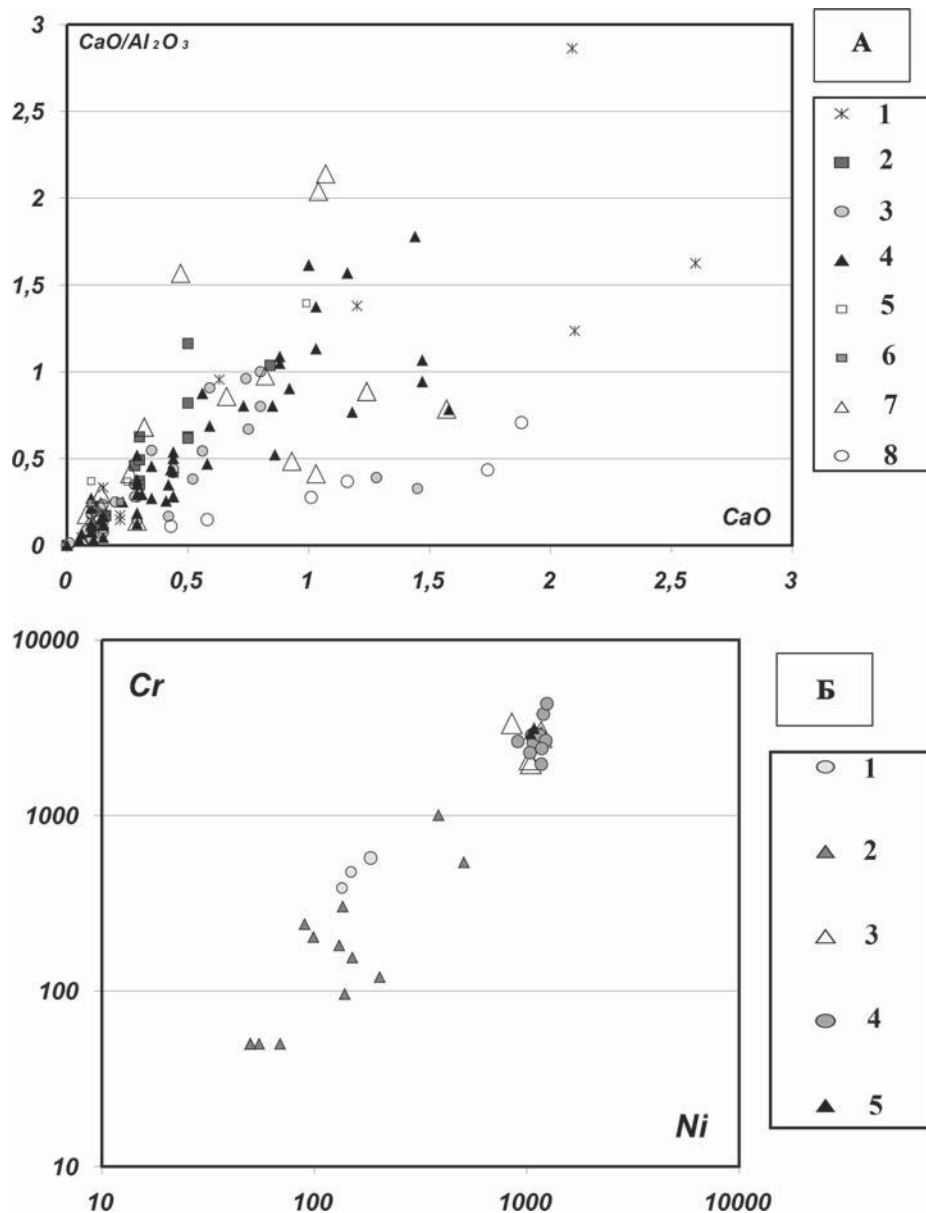


Рис. 3.46. Диаграммы CaO — CaO/Al₂O₃ и Ni — Cr для ультрабазитов южной части Восточно-Уральской мегазоны. Условные обозначения для А: 1 — Варшавский, 2 — Верблюжьегорский, 3 — Татищевский, 4 — Успеновский, 5 — Гогинский, 6 — Гулинский, 7 — Дружининский, 8 — Ольховский; для Б: 1–2 — габбро (1 — Татищевский, 2 — Успеновский), 3–5 — ультрабазиты (3 — Дружининский, 4 — Татищевский, 5 — Успеновский)

Таблица 3.31

Содержание редкоземельных элементов в габброидах и гипербазитах южной части Восточно-Уральской мегазоны

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
La	1,6	6,4	11	11	2,8	1,8	0,2	0,9
Ce	3,8	15	27	30	5,4	2	0,5	1,3
Nd	2,1	11	19	20	3,9	1	0,5	0,8
Sm	0,55	3,2	5,7	5,7	1,2	0,19	0,08	0,19
Eu	0,23	1,2	2	2	0,6	0,02	0,01	0,03
Tb	0,14	0,76	1,2	1,3	0,29	0,05	0,01	0,03
Yb	0,61	2,3	4	4,1	0,87	0,1	0,04	0,16
Lu	0,1	0,35	0,63	0,67	0,14	0,02	0,01	0,03

Примечание: 1–5 — габброиды, 6–8 — ультрабазиты; 1, 6 — Татищевский, 2–5, 7 — Успеновский, 8 — Дружининский массивы. По А.В. Тевелеву [2000 г.]

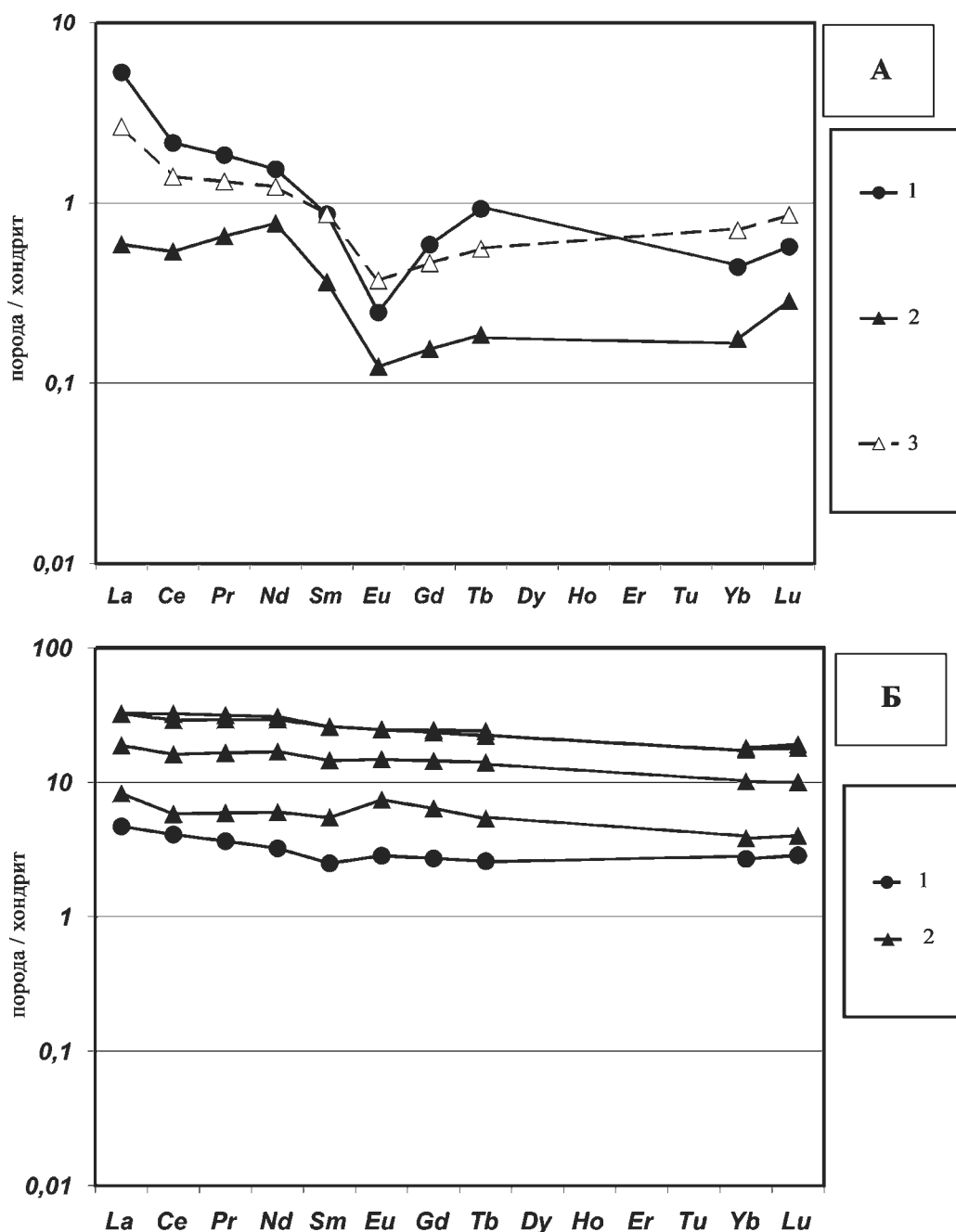


Рис. 3.47. Распределение РЗЭ в ультрабазитах и габбро южной части Восточно-Уральской мегазоны
 Условные обозначения: А — гипербазиты (1 — Татишевский, 2 — Успенковский, 3 — Дружининский), Б — габброиды (1 — Татишевский, 2 — Успенковский)

3.4. АКЦЕССОРНЫЕ И РУДООБРАЗУЮЩИЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Наряду с главными породообразующими минералами альпинотипных гипербазитов — оливином, орто- и клинопироксеном, в составе пород важная роль принадлежит хромшпинелидам. Они присутствуют в акцессорных количествах в лерцолитах и гарцбургитах, а в дунитах часто образуют рудные скопления. Хромшпинелиды являются типоморфным минералом-индикатором петроло-

гических процессов, протекающих в ультрабазитах [Павлов, 1949; Irvine, 1965; Макеев, Брянчанинова, 1999 и др.]. Так, при оценке степени деплетированности мантийного вещества, представленного в современном эрозионном срезе в виде массивов гипербазитов, важное значение имеет величина отношения Cr/Al в хромшпинелиде [Паланджян, 1992; Перевозчиков, 1998 и др.], а при изучении

метаморфизма — величина железистости минерала [Макеев, Брянчанинова, 1999 и др.]. Однако проводить оценку степени деплетированности ультрабазитов только по отношению Cr/Al в хромшпинелидах следует с большой осторожностью. Нельзя этого делать без учета геологического строения массивов (относительной распространенности тех или иных разновидностей пород в разрезе), поскольку в одном и том же массиве может быть представлен весь спектр хромшпинелидов от пикотита до хромита.

Химический состав акцессорных хромшпинелидов массивов Крака и Таловского изучался главным образом методом микрозондового анализа в ИМин УрО РАН (Миасс) на рентгено-спектральном микроанализаторе JСХА-733 JEOL (аналитик Е.А. Чуринов), часть данных по составу хромшпинелидов массивов Крака заимствована из ранее опубликованных работ [Савельева, 1987; Сначёв

и др., 2001] (табл. 3.32, 3.33). Данные по составам хромшпинелидов из гипербазитов современных геодинамических обстановок и других массивов Южного Урала заимствованы из работ [Кашин, 1937; Кашин, Фёдоров, 1940; Логинов и др., 1940; Москалёва, 1974; Царицын, 1977; Геология дна ..., 1980; Малахов, 1983; Панях, 1984; Магматические ..., 1988; Строение ..., 1989; Русин, 1998; Пушкарёв, 1998; Кораблёв и др., 1999 г.; Тевелев и др., 2000 г.; Тевелев, Кошелева, 2002; Чаплыгина, 2003; Чашухин и др., 2007 и др.]. Состав рудных минералов из хромитопоявлений массивов Крака, Нурали, Таловского, Татищевского и др. определялся при помощи силикатного и атомно-абсорбционного анализа монофракций в ИГ УНЦ РАН (аналитики С.А. Ягудина и Н.Г. Христофорова).

Микроскопическое изучение большого количества шлифов гипербазитов массивов Крака показало, что по мере роста магнезиальности пород

Таблица 3.32

Составы акцессорных хромшпинелидов массивов Крака

№ п/п	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	MnO	NiO
1	52,09	14,68	17,85	13,31	0,10	0,16	0,27
2	47,78	18,99	16,69	14,61	0,07	0,22	0,16
3	42,58	23,70	14,54	16,44	0,04	0,20	0,00
4	36,79	28,76	14,11	20,42	0,36	0,23	0,14
5	38,07	29,94	14,33	19,24	0,64	0,31	0,19
6	36,10	32,67	13,53	19,62	0,06	0,20	0,02
7	33,62	36,05	14,93	15,92	0,02	0,22	0,12
8	33,33	35,33	14,42	19,24	0,15	0,28	0,14
9	31,32	36,93	13,90	20,29	0,26	0,18	0,08
10	30,36	37,09	12,50	22,61	0,22	0,32	0,08
11	55,07	15,11	19,10	13,18	0,07	0,12	0,35
12	54,05	16,26	18,61	14,00	0,03	0,12	0,31
13	42,02	29,65	16,93	13,21	0,03	0,22	0,20
14	36,92	30,74	14,31	18,62	0,15	0,23	0,02
15	33,25	34,65	14,51	15,28	0,11	0,14	0,19
16	39,35	29,76	16,06	14,66	0,08	0,26	0,18
17	31,97	36,16	14,50	18,08	0,09	0,20	0,12
18	36,41	34,84	15,97	15,06	0,10	0,23	0,14
19	35,98	34,69	15,23	16,10	0,11	0,24	0,07
20	31,94	34,25	15,25	18,00	0,05	0,24	0,13
21	29,77	37,41	13,36	19,00	0,21	0,28	0,03
22	11,71	54,86	11,02	22,00	0,22	0,38	0,07
23	11,27	55,71	11,06	21,39	0,26	0,35	0,05
24	10,10	55,81	12,96	19,00	0,23	0,14	0,00
25	9,79	55,30	12,45	19,14	0,22	0,47	0,00
26	10,36	55,43	13,00	19,34	0,19	0,30	0,10
27	8,68	54,91	10,60	24,80	0,27	0,39	0,10
28	8,94	56,15	10,56	24,45	0,29	0,37	0,06
29	8,23	57,97	11,03	23,68	0,17	0,39	0,07
30	8,56	57,41	10,81	23,66	0,25	0,31	0,04
31	10,09	56,59	9,49	20,97	0,19	0,33	0,00
32	10,67	58,23	10,18	21,56	0,22	0,32	0,06
33	9,87	56,25	9,40	21,65	0,19	0,33	0,06

Примечание: 1–19 — по Г.Н. Савельевой [1987], 20–33 — по В.И. Сначёву и др. [2001]; 1–21 — шпинелевые и шпинель-плагиоклазовые перидотиты, 22–33 — дуниты. Все образцы — Средний Крака

в ряду лерцолит – гарцбургит – дунит постепенно изменяются формы выделения хромшпинелидов и цвет, характеризующий состав минерала. В шпинелевых лерцолитах преобладают мелкие ксеноморфные выделения шпинелидов, обычно хорошо просвечивающие в проходящем свете, цвет — от светло-желтого и зеленовато-желтого до янтарного. При метаморфизме, что наблюдается достаточ-

но редко, по краям зерен минералов образуется кайма из непросвечивающего хром-магнетита (магнетита).

Для шпинель-плаггиоклазовых разновидностей перидотитов характерно наличие двух генераций хромшпинелидов. Наряду с описанными выше формами выделения они также развиты в тесной ассоциации с плаггиоклазом в виде непросвечи-

Таблица 3.33

Составы рудных хромшпинелидов массивов Крака

№ п/п	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	MnO
1	7,04	62,01	11,58	19,00	0,23	0,26
2	10,27	53,67	10,76	24,60	0,35	0,31
3	10,33	54,34	10,11	24,60	0,30	0,30
4	9,01	59,03	11,39	20,00	0,23	0,26
5	15,78	52,58	16,47	14,80	0,30	0,07
6	17,02	53,23	13,49	17,00	0,30	0,09
7	17,42	52,92	13,81	15,40	0,35	0,10
8	16,34	54,26	13,75	15,34	0,24	0,07
9	16,27	55,35	13,82	14,13	0,34	0,09
10	16,44	50,69	17,81	14,67	0,31	0,07
11	16,77	50,99	14,04	17,74	0,34	0,12
12	15,33	55,32	12,31	16,70	0,21	0,14
13	18,38	51,04	16,46	14,00	0,24	0,05
14	18,37	52,91	13,40	14,76	0,41	0,15
15	15,80	53,09	12,95	17,80	0,21	0,17
16	9,14	60,85	13,16	16,40	0,23	0,22
17	7,95	61,87	12,18	17,50	0,23	0,23
18	16,18	57,97	11,20	14,27	0,33	0,06
19	15,81	56,95	11,92	15,00	0,29	0,08
20	15,11	54,69	13,90	16,00	0,30	0,09
21	15,80	53,00	11,81	19,00	0,24	0,19
22	14,68	54,53	12,68	17,70	0,22	0,20
23	14,75	54,28	11,76	18,80	0,21	0,20
24	13,81	53,72	13,02	19,00	0,24	0,20
25	15,82	53,38	11,41	19,00	0,25	0,20
26	13,66	55,45	11,48	19,00	0,24	0,20
27	15,60	52,40	10,75	20,80	0,25	0,23
28	13,39	55,30	12,44	18,50	0,20	0,17
29	15,82	53,00	10,98	19,80	0,21	0,21
30	16,55	53,13	13,41	16,55	0,21	0,14
31	16,66	52,13	11,52	6,00	0,22	0,20
32	21,15	46,64	12,09	19,27	0,42	0,19
33	12,78	55,93	11,80	19,00	0,21	0,17
34	18,97	49,71	13,11	17,59	0,43	0,19
35	17,95	50,21	13,04	18,50	0,31	0,05
36	18,08	50,62	15,27	15,70	0,31	0,02
37	18,05	50,49	14,29	16,80	0,31	0,02
38	15,43	51,31	16,79	16,00	0,35	0,09
39	11,86	36,80	4,82	44,47	1,79	0,47
40	11,81	36,46	4,94	44,75	1,68	0,38
41	18,85	27,90	5,98	45,31	0,95	0,36
42	18,78	26,15	6,07	46,83	1,02	0,40

Примечание: 1–38 — рудные хромшпинелиды (монофракции) из рудопоявлений, приуроченных 1) к дунитам дунит-гарцбургитового комплекса Саксей-Ключевской зоны с величиной дунитовой составляющей 50–80% (D = 50–80%) (1–4), 2) к относительно крупным дунитовым телам среди гарцбургитов Апшакской площади (D = 10–30%) (5–29) и 3) к маломощным телам дунитов и гарцбургитам Апшакской площади (30–36) и восточной части массива Средний Крака (37, 38); 39–42 — микронзондовые анализы рудных хромшпинелидов из проявлений, приуроченных к верлитам и клинопироксенитам полосчатого комплекса массива Средний Крака

вающих скелетных зерен. Для плагиоклаз-шпинелевых скоплений характерна уплощенность и линейное расположение в породе.

При переходе от шпинелевых лерцолитов к гарцбургитам окраска хромшпинелидов становится более темной, от темно-янтарной до красно-коричневой и бурой, появляется больше гипидиоморфных зерен. Для дунитов наиболее характерны идиоморфные почти непросвечивающие или слабо просвечивающие в красно-коричневых тонах зерна, размер от 0,0п мм до первых см, обычно 0,п–1 мм.

Рудные скопления в пределах массива приурочены преимущественно к дунитовым телам са-

мой различной мощности. При этом для участков с высокими значениями дунитовой составляющей (50–80%) наиболее характерны мелкозернистая структура и полосчатая текстура руд, а хромитопроявления в мелких телах дунитов характеризуются очень большим разнообразием текстурно-структурных типов, хотя и здесь наиболее распространены полосчатые руды.

На классификационных диаграммах Н.В. Павлова и Т. Ирвайна (рис. 3.48, 3.49) хромшпинелиды массивов Крака образуют три обособленных поля. Первое включает в себя фигуративные точки аксессуарных хромшпинелидов из лерцолитов и гарцбургитов и охватывает диапазон составов от

Рис. 3.48. Составы аксессуарных и рудных хромшпинелидов массивов Крака на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [1949]

Условные обозначения: 1, 2 — аксессуарные хромшпинелиды из шпинелевых и шпинель-плагиоклазовых перидотитов (1) и дунитов (2); 3–5 — рудообразующие хромшпинелиды из рудопроявлений, локализованных среди мощных тел дунитов дунит-гарцбургитового комплекса с высокой (3) и низкой (4) величиной дунитовой составляющей, маломощных тел дунитов в гарцбургитах (5) и пород полосчатого комплекса (6). **Поля составов:** 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит

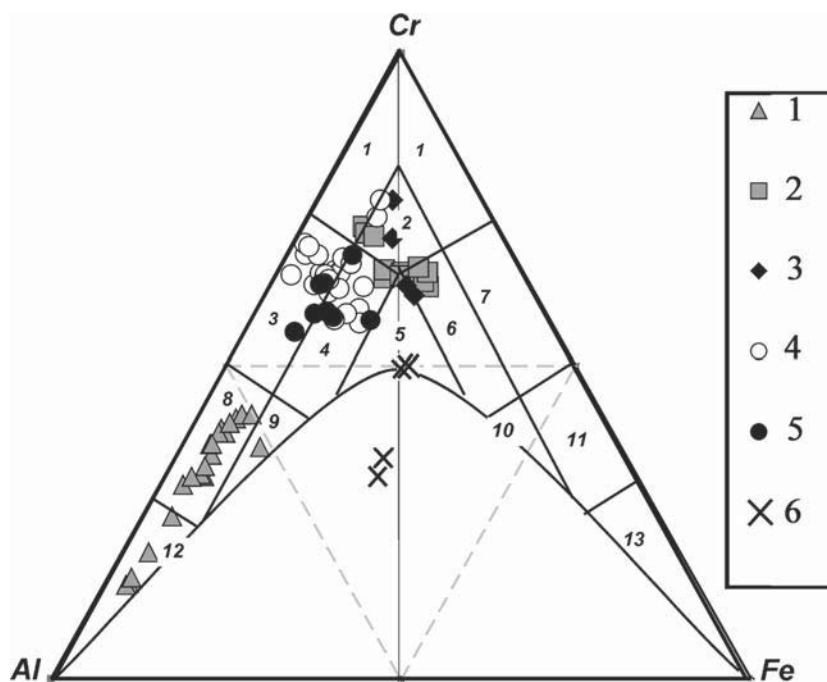
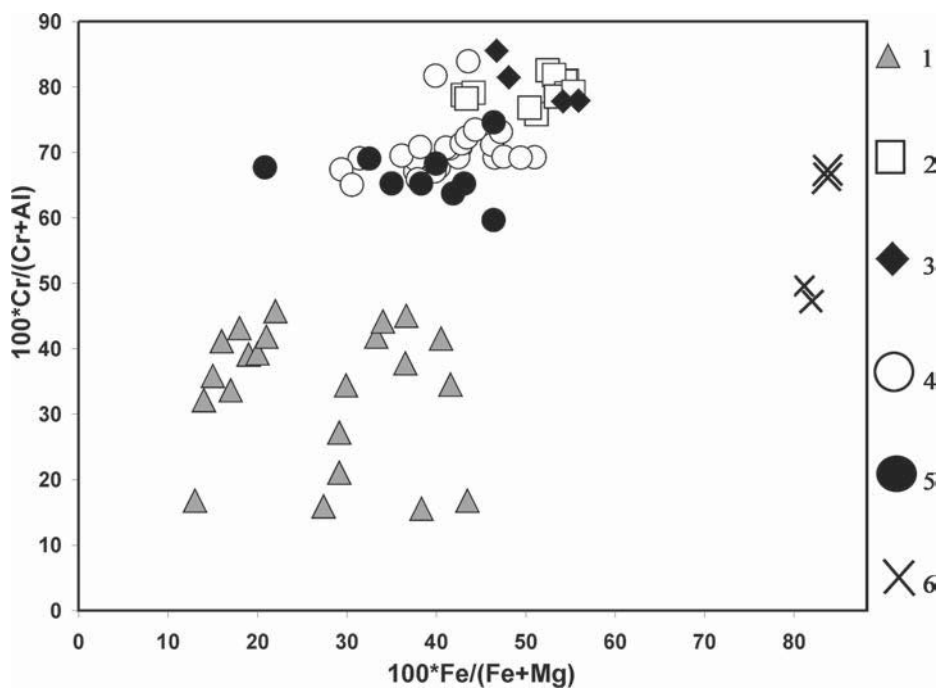


Рис. 3.49. Составы аксессуарных и рудных хромшпинелидов массивов Крака на диаграмме Т.Ирвайна [Irvine, 1965]

Условные обозначения см. рис. 3.48



пикотита до хромпикотита. Для них характерна низкая хромистость и высокая глиноземистость при незначительной роли окисного железа. При этом отмечаются довольно значительные вариации отношений Cr/Al и Fe^{2+}/Mg .

Вторая группа включает в себя составы хромшпинелидов из околорудных дунитов и хромитовых тел дунит-гарцбургитового комплекса. При этом на диаграмме $Cr/(Cr + Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ хорошо видно, что наиболее высокохромистые хромшпинелиды характерны для дунитов и хромитов Саксей-Ключевской и Шатранской зон (Средний Крака), а также проявления Лактыбаш (Южный Крака), где дунитовые тела характеризуются наибольшей мощностью. Несколько ниже отношение Cr/Al и содержание Cr_2O_3 в хромитах, локализованных среди дунитовых тел мощностью 20–40 м в пределах Апшакской площади, еще ниже они в хромшпинелидах рудных тел, приуроченных к маломощным дунитовым жилам и гарцбургитам. Для хромшпинелидов Саксей-Ключевской и Шатранской зон также характерна несколько более высокая железистость, их составы приближаются к субалюмоферрихромиту и субферрихромиту, тогда как хромшпинелиды Апшакской площади большей частью соответствуют алюмохромиту и субферриалюмохромиту.

Третья, самая малочисленная, группа точек представлена анализами железистых хромшпинелидов, образующих рудные скопления среди пород

полосчатого комплекса — верлитов и клинопироксенитов. Среди верлитов они обычно развиты в виде маломощных полос средне- и бедновкрапленного типа мелкозернистого строения. В клинопироксенитах железистые хромиты образуют небольшие по масштабам (0, n–10 м) штокверкообразные обособления, сложенные тонкими (0, n–10 см) разнонаправленными прожилками массивных руд. К ним приурочены повышенные содержания платины и палладия [Сначёв и др., 2001].

Проведенные исследования позволяют сформулировать следующие выводы.

1. Для акцессорных хромшпинелидов массивов Крака характерен протяженный эволюционный тренд составов от пикотита в лерцолитах до хромита в дунитах, что говорит о значительной степени дифференциации вещества, высокой интенсивности деплетирования на фоне незначительных масштабов проявления данного процесса. Принимая во внимание преобладание в разрезе перидотитов с глиноземистым акцессорным хромшпинелидом, массивы в целом следует считать слабодеплетированными.

2. Все проанализированные нами монофракции рудных хромшпинелидов дунит-гарцбургитового комплекса характеризуются высокохромистым составом, в пределах массивов Крака практически отсутствуют хромитопроявления, сложенные глиноземистыми хромшпинелидами. Установлена прямая корреляция между хромистостью рудооб-

Таблица 3.34

Средние составы акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов гипербазитовых массивов южной части западного склона Южного Урала

№	n	Al_2O_3	Cr_2O_3	MgO	FeO	TiO_2	#Cr	#Mg
1	36	15,32	54,64	11,20	18,80	0,01	0,71	0,52
2	72	10,84	57,76	10,37	20,81	0,21	0,78	0,47
3	7	8,94	59,48	13,28	17,97	0,24	0,82	0,57
4	57	31,36	35,41	14,21	18,84	0,11	0,43	0,57
5	33	23,51	44,00	13,32	18,94	0,17	0,56	0,56
6	51	28,18	38,66	14,17	17,59	1,28	0,48	0,59
7	73	8,88	62,38	13,31	15,21	0,17	0,82	0,61
8	28	31,44	36,88	12,98	18,60	0,10	0,44	0,55
9	4	11,96	56,32	9,74	21,69	0,29	0,76	0,44
10	9	8,42	50,18	8,01	32,82	0,56	0,80	0,30
11	4	18,93	39,66	10,69	30,06	0,66	0,58	0,39
12	45	11,66	54,15	11,69	22,51	0,00	0,76	0,48
13	2	18,57	51,47	12,08	17,78	0,11	0,65	0,55
14	1	14,64	55,37	12,31	17,40	0,28	0,72	0,56
15	21	13,14	55,43	14,57	16,69	0,17	0,74	0,61

Примечание: 1–3 — Ишкининский, 4–7 — Кемпирсайский, 8–12 — Хабарнинский, 13–15 — Халиловский массивы; 1, 4, 8, 13 — перидотиты (преимущественно гарцбургиты) и апогарцбургитовые серпентиниты, 2, 5, 9, 14 — дуниты из дунит-гарцбургитового комплекса, 10, 11 — дуниты из дунит-верлит-клинопироксенитовых комплексов Хабарнинского массива (10 — Восточно-Хабарнинский, 11 — Аккермановский), 3, 12, 15 — хромиты, 6, 7 — хромиты Кемпирсайского массива (6 — северная часть, 7 — Главное рудное поле). FeO^* — сумма $FeO + Fe_2O_3$; #Cr = $Cr/(Cr + Al)$, атомные количества; #Mg = $Mg/(Mg + Fe^{2+})$, атомные количества. Таблица составлена с использованием данных В.П. Логинова и др. [1940], С.А. Кашина и В.Л. Фёдорова [1940], А.Г. Бетехтина [1940], С.В. Москалёвой [1974], Е.П. Царицына [1977], Н.В. Павлова, И.И. Григорьевой [1978], А.А. Малахова [1983], Н.А. Панеях [1984], Г.Н. Савельевой, А.Н. Перцева [1995], Е.В. Пушкарёва [1998], Р. Jonas [2004], А.Ю. Дунаева, В.В. Зайкова [2005] и др.

Таблица 3.35

**Составы аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из гипербазитов северной части
Главного гипербазитового пояса Южного Урала**

№ п/п	n	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма
1	6	0,49	13,36	28,98	0,31	7,59	47,26	0,00	97,98
2	18	0,21	14,42	28,17	0,27	8,98	45,28	0,06	97,39
3	13	0,03	15,74	19,01	0,09	10,98	53,65	0,13	99,64
4	9	0,04	24,21	16,62	0,20	14,83	44,83	0,00	100,73
5	3	0,16	24,69	19,52	0,20	13,35	41,61	0,00	99,52
6	4	0,13	28,38	24,54	0,28	11,71	34,75	0,07	99,85
7	2	0,05	22,86	31,26	2,55	11,14	32,73	0,05	100,63
8	5	0,27	18,12	46,31	0,17	7,26	27,55	0,04	99,72
9	3	0,11	41,25	19,66	0,19	14,93	23,41	0,25	99,79
10	3	0,07	36,80	14,78	0,19	14,80	33,63	0,08	100,36
11	5	0,36	11,15	24,10	0,34	10,07	56,77	0,02	102,82
12	4	0,08	38,82	15,97	0,16	15,71	28,83	0,00	99,57
13	8	0,26	31,89	19,35	0,25	13,93	33,15	0,08	98,90
14	6	0,14	9,55	14,31	0,32	13,73	61,22	0,00	99,26
15	1	0,41	11,59	35,53	1,07	6,30	44,95	0,00	99,85
16	4	0,25	7,38	41,66	0,94	5,24	43,43	0,00	99,06
17	4	0,52	15,49	28,15	0,28	9,28	44,03	0,09	99,29
18	28	0,28	13,03	35,79	0,73	6,95	42,81	0,01	99,60
19	8	0,46	16,43	15,66	0,13	14,11	52,89	0,01	99,76

Примечание: 1–5 — Калканский, 6–14 — Нуралинский, 15–19 — Таловский массивы; 1, 2, 6–9, 15, 16 — верлит-пироксенитовый комплекс, 3–5, 10–14, 17–19 — ультрабазитовый комплекс; 1, 8 — клинопироксениты, 2, 4, 5, 18 — серпентиниты, 2, 5 — аподунитовые, 4, 18 — апогарцбургитовые, 3, 10 — гарцбургиты, 6, 15 — верлиты, 7, 11, 17 — дуниты, 12 — лерцолиты шпинелевые, 13 — лерцолиты плагиоклазовые, 14, 19 — хромитовые руды, 16 — дуниты полосчатого комплекса, 9 — энстатит-оливиновые породы. Составлена с использованием данных В.И. Попова и др. [1994], И.А. Русина [1998], Е.В. Пушкарёва [1998], Г.Г. Корablёва и др. [1999 г.], Н.Л. Чаплыгиной [2003], И.С. Чашухина и др. [2007] и др.

Таблица 3.36

Составы аксессуарных хромшпинелидов из апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов Восточно-Уральской мегазоны

Массив	n	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	Сумма
Варшавский	8	0,25	21,98	19,49	0,02	11,54	46,42	99,69
Верблюжьегорский	14	0,00	13,93	26,97	1,13	9,76	48,06	99,83
Куликовский	37	0,08	21,98	21,00	0,55	12,01	43,28	99,11
Ольховский	3	0,53	13,48	41,22	1,90	4,17	38,14	99,43
Татищевский	7	0,13	24,30	20,71	1,15	13,06	38,73	98,48
Успеневский	7	0,00	26,95	18,02	0,59	12,25	42,08	99,89
Аминевский	2	0,00	16,95	17,97	0,00	11,62	53,28	99,94

Примечание: Составлена с использованием данных Г.Г. Корablёва и др. [1999 г.], А.В. Тевелева и др. [2000 г., 2002] и др.

разующих шпинелидов и мощностью дунитовых тел (масштабами дунитообразования).

3. Хромшпинелиды массивов Крака в целом очень слабо метаморфизованы, что находится в соответствии с установленной ранее невысокой степенью метаморфизма и тектонической переработки самих гипербазитов.

Изучение состава аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов большинства гипербазитовых массивов Южного Урала проведено нами с использованием опубликованных данных и фон-

довых материалов предшественников, которые в обобщенном виде представлены в табл. 3.34–3.36 и на рис. 3.50–3.57. Немногочисленные имеющиеся данные по составу хромшпинелидов из гарцбургитов **Халиловского массива** свидетельствуют о том, что они представлены средне- и высокохромистыми разновидностями с содержанием Cr₂O₃ 48–51%, в дунитах преобладают высокохромистые разновидности (до 55% Cr₂O₃). Рудообразующие хромшпинелиды здесь образуют две дискретные группы. Наибольшим распространением пользуются

высокохромистые шпинели (алюмохромит) с содержанием Cr_2O_3 55–62% при $\#Cr$ ($Cr/(Cr + Al)$) = 0,7–0,82 и незначительном содержании трехвалентного железа. Вторая группа представлена среднехромистыми минералами ($Cr/(Cr + Al)$ около 0,6), для них характерно повышенное содержание Fe^{3+} (рис. 3.50). Кроме того, повышение железистости характерно для обоих типов рудообразующих хромшпинелидов при метаморфизме.

Детальное изучение хромшпинелидов **Ишкининского** массива проведено Р. Jonas [2004], А.Ю. Дунаевым и В.В. Зайковым [2005] при изучении медно-кобальтового колчеданного месторождения, залегающего в ультрамафитах. Все фигуративные точки, характеризующие составы аксессуарных

хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов массива, на треугольной диаграмме Н.В. Павлова попадают в поле алюмохромита ($49\text{--}59\% \text{Cr}_2\text{O}_3$, $Cr/(Cr + Al) = 0,64\text{--}0,8$). В аподунитовых серпентинитах и хромититах хромистость шпинелей возрастает незначительно (до 0,83), более заметно увеличение железистости (рис. 3.50). Хромшпинелиды из тальк-карбонатных пород по составу близки к таковым из аподунитовых серпентинитов, лишь в части образцов несколько повышена железистость, что связано с метаморфическими преобразованиями минералов.

В перидотитах **Хабарнинского** массива наблюдается длинный эволюционный ряд составов хромшпинелидов от хромпикотита (22–26% Cr_2O_3 ,

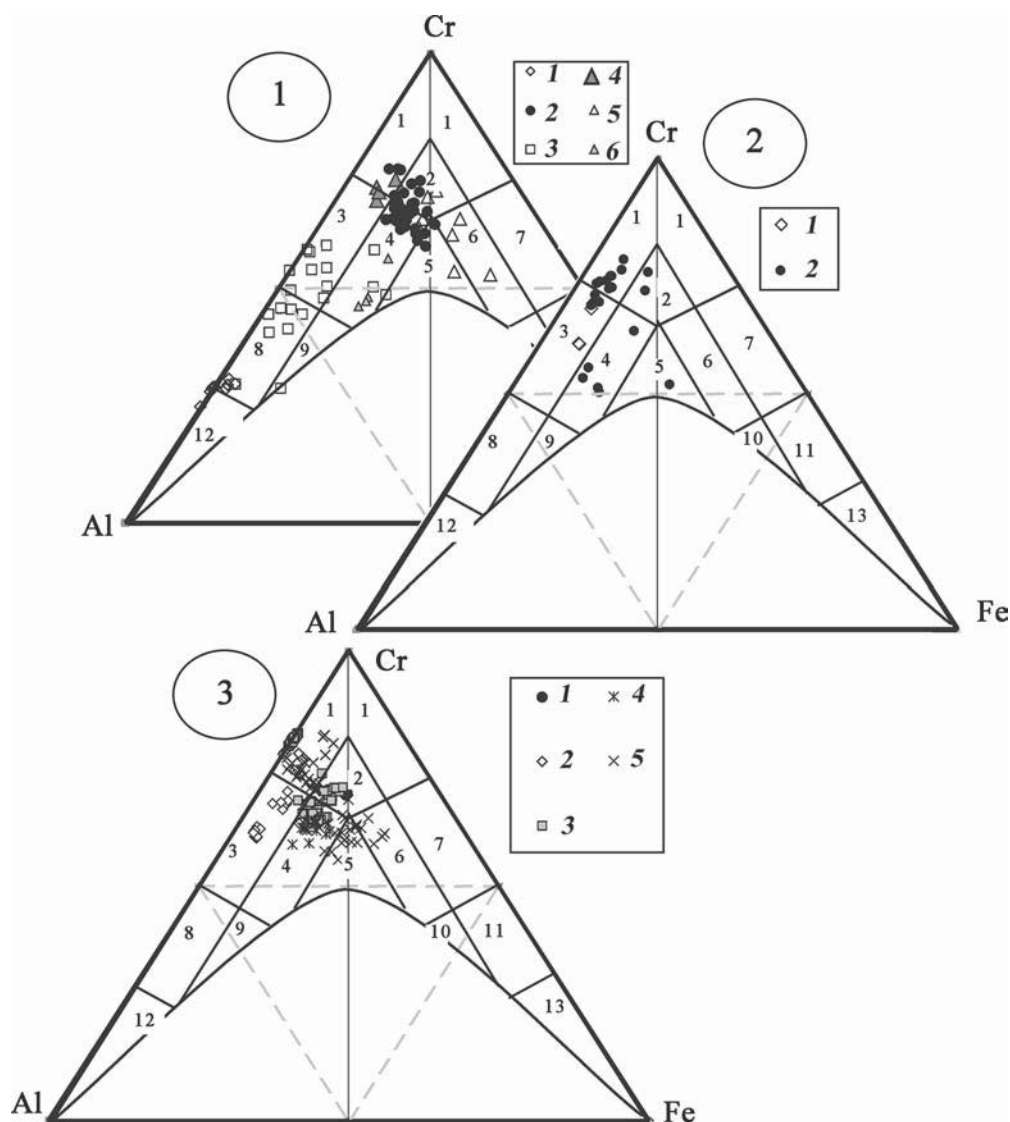


Рис. 3.50. Диаграмма $Al - Cr - Fe^{3+}$ для аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов Хабарнинского (1), Халиловского (2) и Ишкининского (3) массивов

Условные обозначения для 1: 1 — лерцолиты, 2 — хромиты, 3 — гарцбургиты, 4–6 — дуниты Главного гарцбургитового поля (4), Восточно-Хабарнинского (5) и Аккермановского (6) комплексов; **для 2:** 1 — гарцбургиты и дуниты, 2 — хромиты; **для 3:** 1 — хромиты, 2–4 — серпентиниты апогарцбургитовые (2), аподунитовые (3) и неуставленной природы, карбонатизированные (4), 5 — тальк-карбонатные породы. **Примечание:** составлена с использованием данных А.Г. Бетехтина [1940], С.А. Кашина и В.Л. Фёдорова [1940], Е.П. Царицына [1977], Н.А. Панеях [1984], Е.В. Пушкарёва [1998], Р. Jonas [2004], А.Ю. Дунаева, В.В. Зайкова [2005]

$Cr/(Cr + Al) = 0,25-0,31$) до алюмохромита (42–48% Cr_2O_3 , $Cr/(Cr + Al)$ до 0,6), при этом наиболее глиноземистые разновидности встречены в лерцолитах. Наиболее высокохромистые шпинелиды Хабаровинского массива слагают рудные тела хромитов в его северо-восточной части и встречаются в виде акцессорной вкрапленности в дунитах. На треугольной диаграмме они образуют единое поле составов в пограничной области между полями алюмохромита и феррихромита (рис. 3.50). По величине отношения Cr/Al хромшпинелиды из дунитов различных частей массива и хромитов отличаются незначительно. Основные их различия состоят в содержании Fe^{3+} : наименее железистые хромшпинелиды встречаются в дунитовых телах среди перидотитов Главного гарцбургитового поля северо-западной части массива, а наибольшая железистость характерна для шпинелидов из рудовмещающих дунитов северо-восточной части массива, перемежающихся с клинопироксенидами и верлитами. Шпинелиды из дунитов восточной части массива (Аккермановского комплекса) несколько обогащены глиноземом. Рудообразующие хромшпинелиды из месторождений и проявлений массива занимают промежуточное положение между составами шпинелидов из дунитов Главного гарцбургитового поля и Восточно-Хабарнинского комплекса.

Наиболее детально изучены акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды **Кемпирсайского** массива [Логоинов и др., 1940; Павлов, 1949; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973, 1978; Савельева, Перцев, 1995; Чашухин и др., 2007 и др.]. Характерной особенностью хромшпинелидов массива является низкое содержание

в них трехвалентного железа, обусловленное слабой степенью метаморфических преобразований (рис. 3.51).

Акцессорные хромшпинелиды обнаруживают значительные вариации отношения $Cr/(Cr + Al)$, постепенно увеличивающегося с возрастанием степени деплетированности пород в ряду лерцолит – гарцбургит – дунит. В лерцолитах встречены наиболее глиноземистые минералы, отвечающие по составу пикотиту ($Cr/(Cr + Al) = 0,06-0,17$), максимальные значения отношения $Cr/(Cr + Al)$ в перидотитах составляют 0,63, в единичных образцах — до 0,8. Глиноземистость хромшпинелидов хорошо коррелирует с аналогичным показателем сосуществующих с ними ортопироксенов [Савельева, Перцев, 1995].

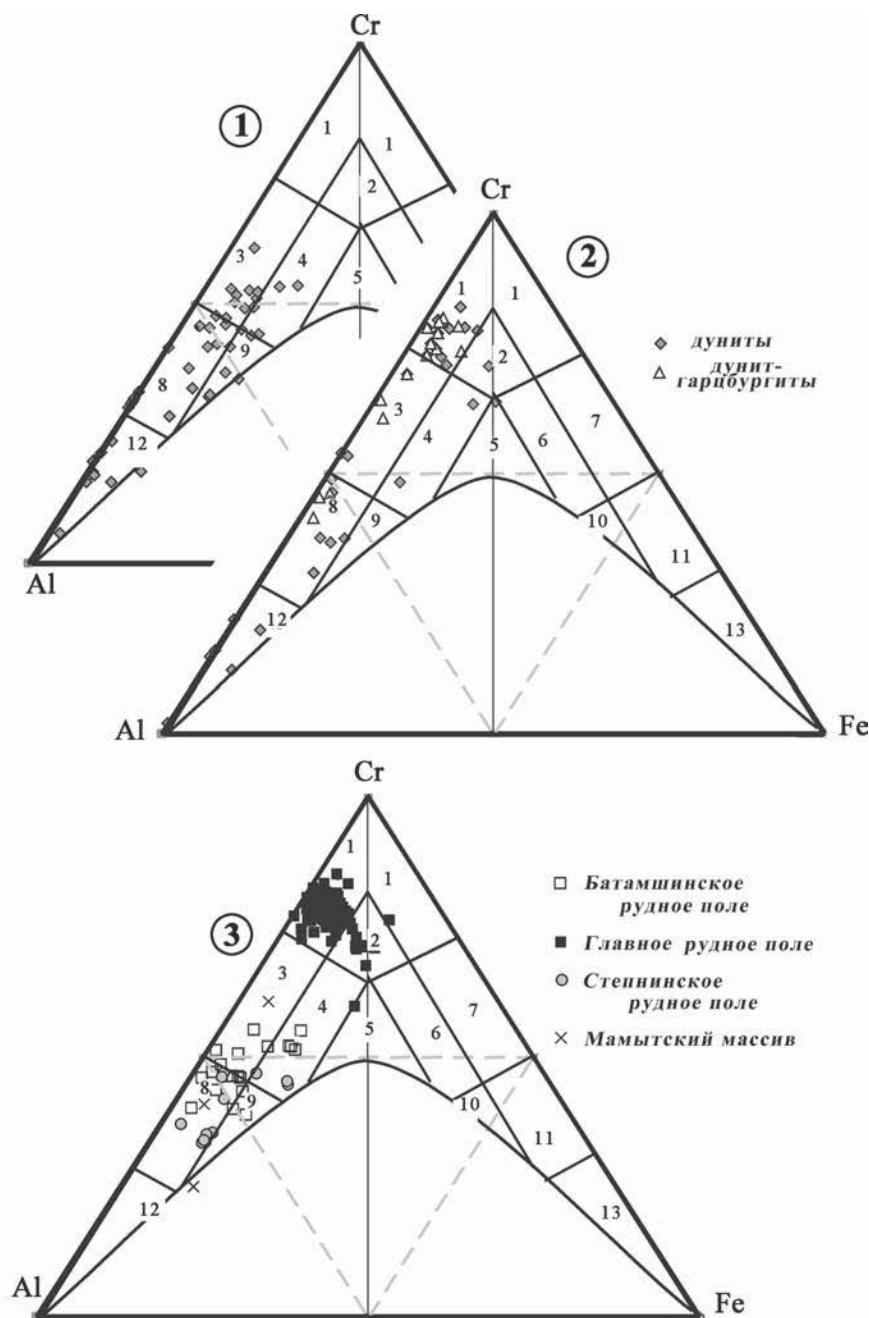


Рис. 3.51. Диаграмма Al — Cr — Fe^{3+} для акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов Кемпирсайского массива

Примечание: 1 — шпинелевые перидотиты, 2 — дуниты и дунит-гарцбургиты, 3 — хромиты; диаграммы составлены с использованием данных А.Г. Бетехтина [1940], В.П. Логоинова и др. [1940], С.А. Кашина и В.Л. Фёдорова [1940], С.В. Москалёвой [1974], Е.П. Царицына [1977], Н.В. Павлова, И.И. Григорьевой [1978], А.А. Малахова [1983], Н.А. Панеях [1984], Г.Н. Савельевой, А.Н. Перцева [1995]

В дунитах и энстатитовых дунитах, в отличие от перидотитов, составы хромшпинелидов образуют две дискретные группы: высокохромистую и глиноземистую. С ними коррелируют и составы рудообразующих хромшпинелидов, в которых дискретность составов проявлена еще более четко. Высокохромистые шпинелиды распространены в дунитах, энстатитовых дунитах и хромитах Главного рудного поля массива. Для них характерен высокий показатель хромистости ($Cr/(Cr + Al) = 0,8 - 0,85$). Глиноземистые шпинелиды встречаются в хромитах и рудовмещающих дунитах Батамшинского рудного поля в северной части массива, а также в хромитах Степнинского и Мамытского рудных полей, в них отношение $Cr/(Cr + Al)$ значительно ниже ($0,37 - 0,63$).

В ультрабазитах **Таловского массива** акцессорные хромшпинелиды в целом менее хромистые,

чем в Кемпирсайском (табл. 3.35, рис. 3.52–3.54). Минимальные значения $Cr/(Cr + Al)$ фиксируются в апогарцбургитовых серпентинитах (около $0,3 - 0,4$), увеличение его до $0,65$ происходит в дунитах. Рудообразующие шпинели хромитопроявлений Таловского массива — средне-высокохромистые (алюмохромит) с величиной отношения $Cr/(Cr + Al) = 0,7$ при содержании $Cr_2O_3 = 48 - 52\%$ (рис. 3.54). Для шпинелевых и плагиоклазовых перидотитов **Нуралинского массива** характерно наличие в акцессорных количествах средне- и низкохромистых шпинелидов, по составу отвечающих хромпикотиту. Постепенное увеличение содержания хрома в минералах происходит при переходе от лерцолитов к гарцбургитам и дунитам (рис. 3.54–3.56).

Рудообразующие шпинелиды большинства хромитопроявлений ГУРа характеризуются высокохромистым составом. Содержание Cr_2O_3 в них

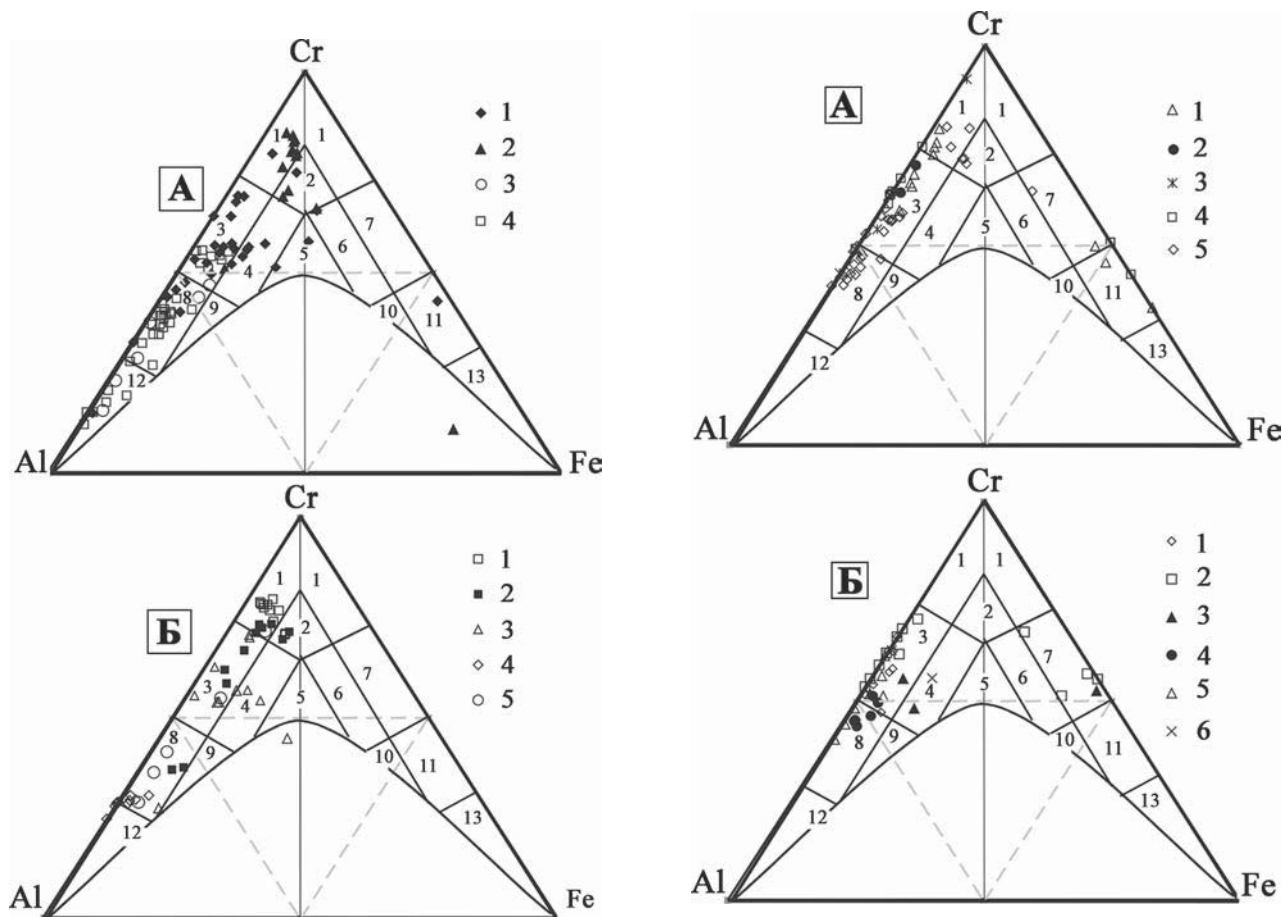


Рис. 3.52. Положение составов акцессорных хромшпинелидов из гипербазитов современных геодинамических обстановок и гипербазитовых массивов Южного Урала на диаграмме Н.В. Павлова ($Cr - Al - Fe^{3+}$)

Условные обозначения для А: 1 — гипербазиты глубоководных желобов, 2 — марианиты глубоководных желобов, 3 — окраинных морей и 4 — срединно-океанических хребтов; **для Б:** 1, 2 — Кемпирсайский, 3 — Таловский, 4 — Хабарнинский, 5 — Нуралинский

Примечание: А — составы акцессорных хромшпинелидов из гипербазитов современных ГДО, Б — составы акцессорных хромшпинелидов массивов Главного Уральского разлома

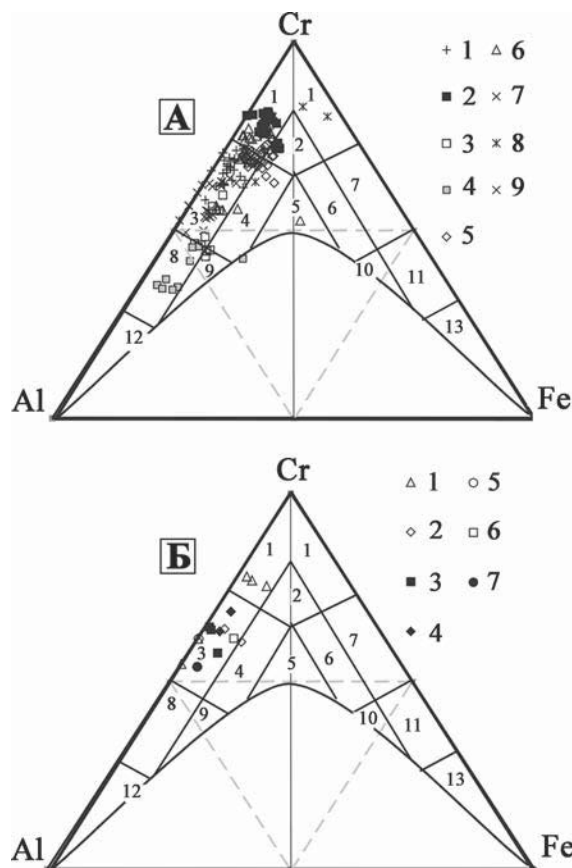
Рис. 3.52. Положение составов акцессорных хромшпинелидов гипербазитовых массивов Южного Урала на диаграмме Н.В. Павлова ($Cr - Al - Fe^{3+}$)

Условные обозначения для А: 1 — Амамбайский, 2 — Аминевский, 3 — Арсинский, 4 — Кацбахский, 5 — Куликовский; **для Б:** 1 — Варшавский, 2 — Верблюжьегорский, 3 — Ольховский, 4 — Татишевский, 5 — Успеновский, 6 — Гогинский

Примечание: А, Б — составы акцессорных хромшпинелидов из гипербазитов Миасс-Куликовского пояса (1) и Варшавского комплекса (2)

Рис. 3.54. Положение составов рудообразующих хромшпинелидов массивов Южного Урала на диаграмме Н.В. Павлова (Cr—Al—Fe³⁺)

Условные обозначения для А: 1 — Крака, 2—4 — Кемпирсай (2 — Главное, 3 — Баташминское и 4 — Степнинское рудные поля), 5 — Хабаровнинский, 6 — Халиловский, 7 — Варшавский, 8 — Верблюжьегорский, 9 — Татишевский; **для Б:** 1 — Амамбайский, 2 — Юлдашевский, 3 — Нуралинский, 4 — Таловский, 5 — Калканский, 6 — Катралинский, 7 — Бурангуловский



варьирует в пределах 45–65%. На классификационной диаграмме Н.В. Павлова (рис. 3.52–3.54) они образуют компактное поле на границе составов хромит — алюмохромит. При этом более хромистые минералы слагают руды месторождений и проявлений Халиловского и Хабаровнинского массивов, менее хромистые характерны для Нуралинского, Калканского, Бурангуловского и Юлдашевского массивов (рис. 3.54). Вместе с тем для хромшпинелидов Хабаровнинского массива характерна несколько повышенная роль окисного железа, что свидетельствует о более высокой степени их метаморфизма.

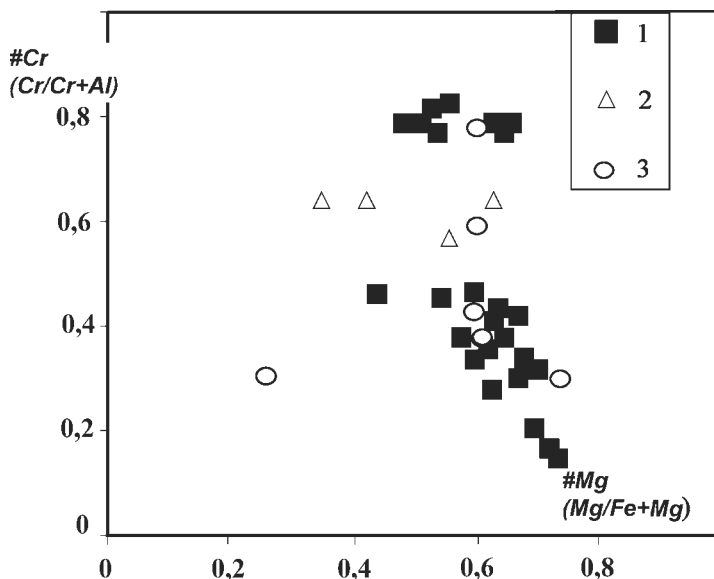
Довольно значительные вариации составов акцессорных хромшпинелидов характерны для гипербазитов Миасс-Куликовского пояса (табл. 3.36). Наиболее протяженный тренд (от хромпикотита до хромита) образуют составы хромшпинелидов **Куликовского массива**: Cr/(Cr + Al) = 0,4–0,85. В среднем же для ультрабазитов пояса наиболее характерны шпинели с величиной отношения Cr/(Cr + Al) = 0,6–0,8. Кроме того, в пределах массивов данного пояса широко развиты метаморфизованные шпинели хроммагнетитового и магнетитового составов, образующиеся на месте первичных хромшпинелидов (рис. 3.54). Изученные рудообразующие хромшпинелиды пояса (**Амамбайский массив**) относятся к высокохромистым и соответствуют по составу хромиту и алюмохромиту.

В пределах Казбаевского пояса наиболее детально изучены составы акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов **Варшавского комплекса** [Кораблёв и др., 1999 г.]. Здесь преобладают среднехромистые акцессорные шпинелиды с величиной отношения Cr/(Cr + Al) = 0,4–0,7. Более высокие значения данного параметра отмечаются лишь в ряде образцов гипербазитов **Верблюжьегорского массива** (до 0,95), здесь встречены наиболее метаморфизованные разновидности хромшпинелидов. Составы рудообразующих хромшпинелидов рассматриваемого комплекса практически не отличаются от составов акцессорных шпинелей и соответствуют алюмохромиту с содержанием Cr₂O₃ 40–52% (рис. 3.53, 3.57).

Интерпретация геодинамических условий образования по геохимическим особенностям пород и слагающих их минералов довольно успешно используется многими исследователями и получила наименование «геохимической геодинамики» [Паланджян, 1992 и др.]. Применительно к ультрабазитам, одним из важнейших показателей степени

Рис. 3.55. Положение составов акцессорных хромшпинелидов гипербазитовых массивов зоны Главного гипербазитового пояса Урала и Крака на диаграмме Cr/(Cr + Al) — Fe/(Fe + Mg)

Условные обозначения: 1 — Крака, 2 — Таловский, 3 — Нуралинский



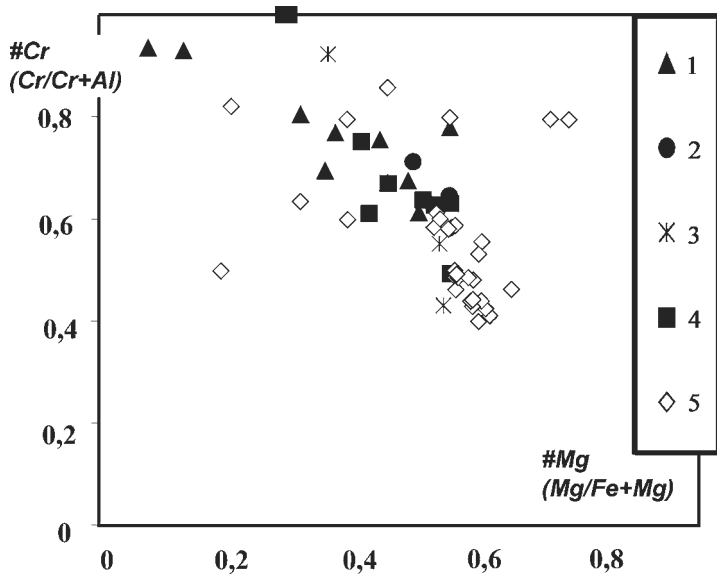


Рис. 3.56. Положение составов акцессорных хромшпинелидов гипербазитовых массивов Миасс-Куликовского пояса на диаграмме $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) - \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$

Условные обозначения: 1 — Амамбайский массив, 2 — Аминевский массив, 3 — Арсинский массив, 4 — Кацбахский массив, 5 — Куликовский массив

деплеции пород считается отношение $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ в акцессорных хромшпинелидах [Савельева, 1987; Паланджян, Дмитриенко, 1990; Паланджян, 1992 и др.].

Действительно, анализируя данные по акцессорным хромшпинелидам, встречающимся в различных современных геодинамических обстановках (ГДО), нельзя не отметить четкой корреляции между ГДО формирования пород и отношением $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ в хромшпинелидах [Паланджян, 1992]. Минимальные значения рассматриваемого отношения (0,08–0,25) характерны для ксенолитов гипербазитов в щелочных базальтах внутриплитных обстановок континентальных и океанических областей, пассивных окраин океанов, а из древних комплексов — для массивов корневых зон. Повышенные хромистости до 0,3–0,5 происходит в ультрабазитах срединно-океанических хребтов и трансформных разломов. Максимальная хромистость

шпинелидов (0,5–0,8) характерна для ультраосновных реститов глубоководных желобов и островных дуг.

Для сравнения гипербазитов Южного Урала с ультрабазитами современных геодинамических обстановок мы использовали только данные по составу акцессорных шпинелидов из перидотитов, поскольку в литературе очень мало данных по составу шпинелидов из океанических дунитов, хотя они драгированы в значительном количестве в различных регионах Мирового океана [Пейве, 2002].

Среди современных геодинамических обстановок доступными для изучения вещественного состава мантийных пород являются преимущественно океанические (срединно-океанические хребты, глубоководные желоба). Судя по опубликованным данным, в перидотитах океана наблюдается довольно широкий спектр составов акцессорных шпинелидов, и чем больше проводится драгировок, тем более сложным представляется сопоставление составов хромшпинелидов офиолитовых комплексов континентов с предполагаемыми их аналогами в океанических структурах.

Анализ накопленных данных позволил выявить общую закономерность, выраженную в том, что хромшпинелиды глубоководных желобов и основания островных дуг являются более хромистыми по сравнению с таковыми перидотитов срединно-океанических хребтов [Геология дна ..., 1980; Строение ..., 1989]. На диаграмме Т. Ирвайна $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) - \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ основные различия между шпинелидами перидотитов СОХ и ГЖ определяются наличием среди первых высокоглиноземистых разновидностей с $\#Cr$ 0,1–0,3 и преобладанием среди последних высокохромистых шпинелидов с $\#Cr$ 0,5–0,8. В пограничной же области наблюдается значительное перекрытие полей составов (рис. 3.58).

В целом для шпинелидов из перидотитов СОХ характерны длинные эволюционные ряды

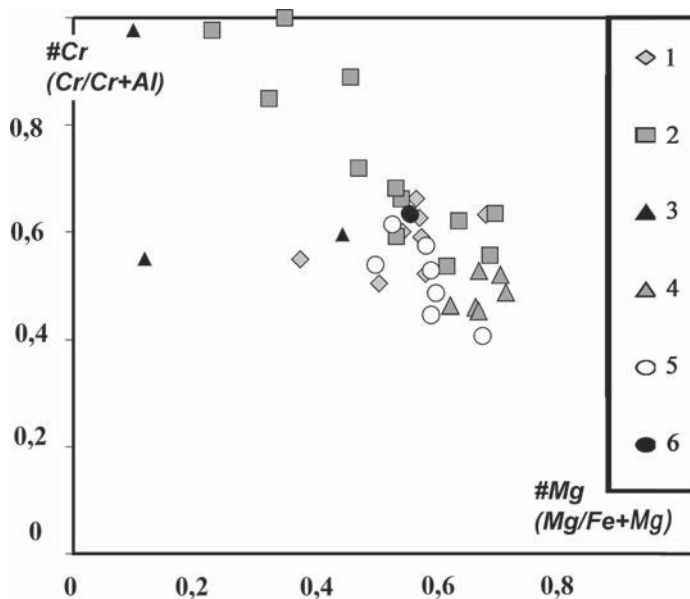


Рис. 3.57. Положение составов акцессорных хромшпинелидов гипербазитовых массивов на диаграмме $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) - \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$

Примечание: 1 — Варшавский, 2 — Верблюжьегорский, 3 — Ольховский, 4 — Татишевский, 5 — Успенковский, 6 — Гогинский

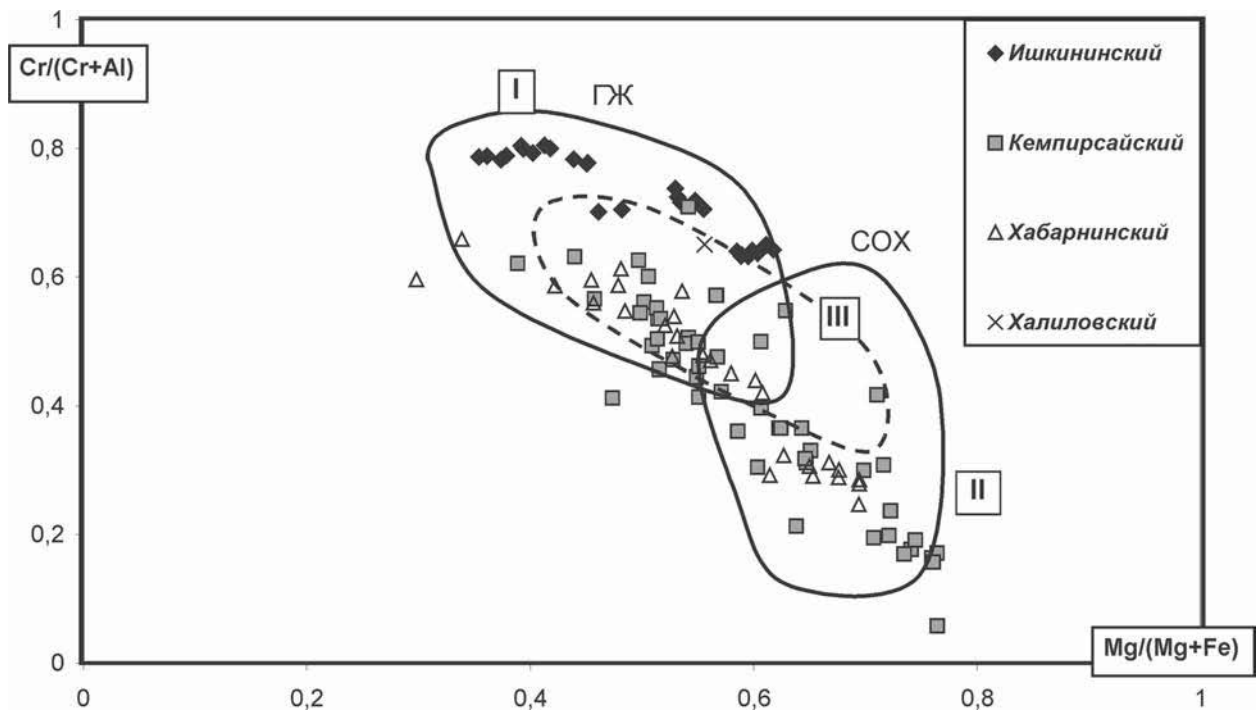


Рис. 3.58. Диаграмма $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) - \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ для акцессорных хромшпинелидов из шпинелевых перидотитов. Поля — составы хромшпинелидов из перидотитов: I — глубоководных желобов, II — срединно-океанических хребтов, III — о-ва Маккуори (западная часть Тихого океана)

Примечание: диаграммы составлены с использованием данных С.В. Москалёвой [1974], Е.П. Царицына [1977], Н.В. Павлова, И.И. Григорьевой [1978], А.А. Малахова [1983], Н.А. Панеях [1984], Г.Н. Савельевой, А.Н. Перцева [1995], Б.А. Базылева, В.С. Каменецкого [1998], Е.В. Пушкарёва [1998], А.А. Пейве, Э. Бонатти [1999], P. Jonas [2004], А.Ю. Дунаева, В.В. Зайкова [2005] и др.

составов от пикотита ($\#Cr = 0,1$) в лерцолитах до хромпикотита ($\#Cr = 0,5$) в гарцбургитах. Кроме того, внутри данной группы пород часто наблюдаются региональные различия по составу минералов. Так, наиболее глиноземистые шпинелиды встречаются в ультрабазитах разлома Вима ($\#Cr = 0,1 - 0,35$) [Hebert, 1982], несколько выше хромистость шпинелей из перидотитов разломных зон Южной Атлантики ($\#Cr = 0,25 - 0,45$) [Пейве, Бонатти, 1999]. Наиболее высокими содержаниями Cr_2O_3 в хромшпинелидах характеризуются ультрабазиты разломов Зеленого мыса ($\#Cr = 0,35 - 0,55$) [Строев ..., 1989], а также перидотиты офиолитового комплекса о-ва Маккуори в юго-западной части Тихого океана ($\#Cr = 0,3 - 0,7$) [Базылев, Каменецкий, 1998].

Вместе с тем сопоставление приведенных данных по преимущественно молодым гипербазитовым комплексам с южно-уральскими офиолитами показывает, что в последних составы акцессорных хромшпинелидов смещены в сторону увеличения хромистости, наблюдается меньшая контрастность отношения $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ (рис. 3.59). Кроме того, на статистических диаграммах распределения параметра $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ для шпинелей южно-уральских массивов четко проявлена бимодальность, обусловленная наличием двух пиков: перидотитового и дунитового. Причем часто интенсивность второго пика не зависит от степени деплетирования

массива в целом. Выше это было продемонстрировано на примере массивов Крака.

Сопоставление альпинотипных гипербазитов Южного Урала с их аналогами, проявленными в современных ГДО, усложняется также и наличием двух типов дифференциации составов хромшпинелидов. В первом типе состав акцессорных шпинелей зависит только от состава вмещающих пород и изменяется от высокоглиноземистого в лерцолитах до высокохромистого в дунитах и хромовых рудах вне зависимости от положения в разрезе (Крака). Во втором типе составы хромшпинелидов в большей степени зависят от положения в разрезе и в меньшей — от состава пород (Кемпирсай). Несмотря на указанные сложности, на данном этапе исследований представляется возможным провести сопоставление составов акцессорных шпинелидов в гипербазитах различных поясов Южного Урала с таковыми из ультрабазитов известных ГДО.

На статистической гистограмме (рис. 3.59), если исключить «дунитовые» пики, хорошо видно, что наименее хромистыми составами обладают шпинелиды массивов Крака и лерцолитов Хабаровинского и Нуралинского массивов ГУРа, отношение $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ в них варьирует в пределах $0,2 - 0,5$ при максимальной встречаемости $0,4$. Более высокой хромистостью характеризуется большая часть шпинелидов массивов Главного Уральского

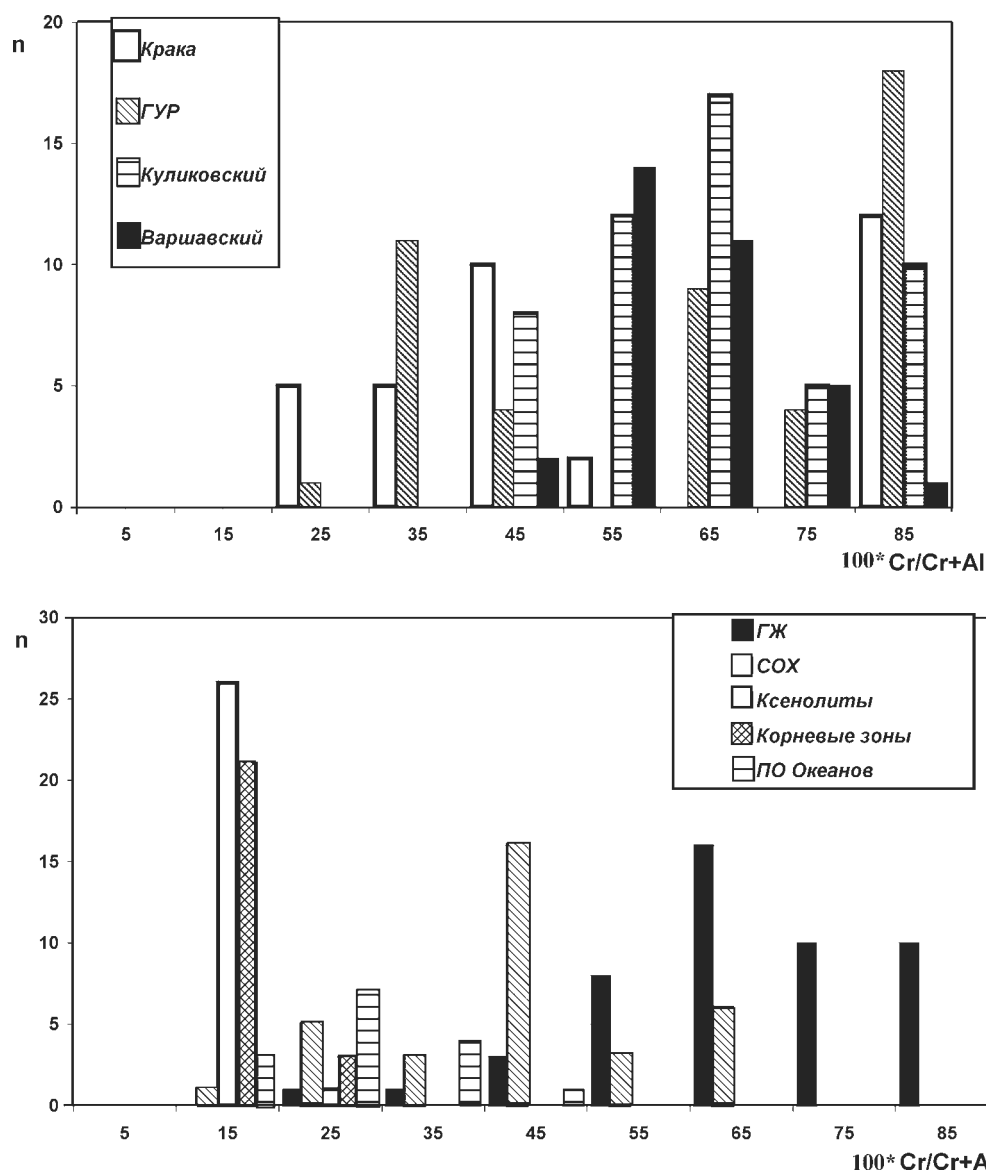


Рис. 3.59. Гистограммы распределения параметра хромистости $Cr/(Cr + Al)$ в шпинелидах гипербазитов Южного Урала и аналогичных породах различных ГДО

разлома и Варшавского комплекса: она варьирует в пределах 0,4–0,7 при максимуме 0,55. Наиболее высокохромистые составы акцессорных хромшпинелидов зафиксированы в гипербазитах Миасс-Куликовского пояса (0,4–0,8 при $\max = 0,65$).

Сравнивая составы акцессорных хромшпинелидов ультрабазитов Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса с таковыми СОХ, следует отметить более значительные вариации их составов. Возможно, этот факт можно объяснить тем, что все имеющиеся данные по составу шпинелей из перидотитов СОХ получены в образцах, драгированных с поверхности, либо залегающих на небольшой глубине. Причем последние минеральные равновесия в перидотитах установлены были в условиях, незначительно отличающихся от их современного залегания. Напротив, в альпийно-типных массивах возможно совмещение на одном

эрозионном срезе пород, сформированных в значительном диапазоне глубин.

Сопоставление состава акцессорных хромшпинелидов из перидотитов Хабарнинского, Кемпирсайского и Ишкининского массивов на диаграммах $Al - Cr - Fe^{3+}$ и $\#Cr - \#Mg$ позволяет нам сделать следующие выводы:

1) Хабарнинский и Кемпирсайский массивы по составу акцессорных хромшпинелидов очень близки между собой, что указывает на образование их в близких геодинамических условиях; 2) составы шпинелидов из перидотитов Хабарнинского и Кемпирсайского массивов образуют эволюционные ряды, близкие к таковым перидотитов срединно-океанических хребтов, и отличаются от последних лишь четко выраженным ростом железистости в наиболее деплетированных породах и несколько более высокой средней хромистостью

шпинелидов; 3) хромшпинелиды из апоперидотитовых серпентинитов Ишкининского массива являются высокохромистыми и фигуративные точки их полностью попадают в поле шпинелидов гарцбургитов глубоководных желобов.

По составу акцессорных шпинелидов перидотитов Халиловского массива недостаточно данных для уверенного отнесения их к тому или иному типу. Что касается хромшпинелидов из дунитов и хромитовых руд Кемпирсайского массива, то следует констатировать четко проявленную дискретность их составов и резкое отличие их в этом смысле от шпинелидов перидотитов. Пока нельзя дать однозначный ответ о причинах наблюдаемого несоответствия, но уже сейчас очевидно, что процесс хромитообразования не является простым следствием деплетирования мантийного субстрата по схеме лерцолит – гарцбургит – дунит, а является результатом взаимодействия различных процессов дифференциации вещества.

3.5. ВЗАИМОСВЯЗЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГИПЕРБАЗИТОВ С ИХ ТЕКТОНИЧЕСКИМ ПОЛОЖЕНИЕМ

В процессе изучения гипербазитовых массивов Южного Урала накоплен значительный объем петрогеохимической информации, охватывающей большую часть рассматриваемой территории и включающей как авторские, так и заимствованные из опубликованных и фондовых источников материалы. Это позволяет построить карты распределения различных геохимических показателей по площади региона и попытаться выявить взаимосвязь между геохимическими особенностями гипербазитов и их положением в структуре складчатой области.

Подобные исследования ранее были предприняты Н.М. Годлевским, И.И. Эдельштейном и М.М. Ильвицким [1976], которые обобщили петрохимическую информацию ($n = 647$) по ультрабазитам девяти поясов. Охваченная исследованиями площадь примерно соответствует той, которая рассматривается в настоящей работе. Анализ распределения петрогенных окислов (MgO , SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3) и некоторых элементов-примесей (Cr , Ni) позволил авторам сделать вывод о миграции ультраосновного магматизма в палеозое на Южном Урале с запада на восток. Основанием для этого вывода послужили представления о гипербазитовых массивах как интрузиях, внедренных во вмещающие породы в расплавленном состоянии, а также выявленная авторами геохимическая зональность, выраженная в постепенном уменьшении в восточном направлении основности пород [Годлевский и др., 1976].

За истекший период со времени выхода упомянутой работы существенно пополнился банк

При сопоставлении с хромшпинелидами известных ГДО наблюдается близость распределения значений $Cr/(Cr + Al)$ в гипербазитах Миасс-Куликовского пояса с реститами, драгированными в глубоководных желобах и встречающимися в основании разреза островных дуг. По составу акцессорных шпинелидов из перидотитов массивы Варшавского комплекса занимают промежуточное положение между перидотитами указанных ГДО и срединно-океанических хребтов. В гипербазитах ГУРа наблюдается бимодальное распределение параметра $Cr/(Cr + Al)$ в акцессорных шпинелидах. Один из максимумов соответствует значению 0,3–0,4 и сопоставим с ультрабазитами пассивных окраин океанов. Другой максимум встречаемости (0,65) наиболее характерен для шпинелидов глубоководных желобов и островных дуг. Гипербазитовые массивы Крака характеризуются составами акцессорных хромшпинелидов, близкими к таковым в реститах пассивных окраин океанов.

геохимической информации по гипербазитам Южного Урала, появились данные о распределении в породах редкоземельных элементов. Кроме того, в течение последних лет утвердился взгляд на альпинотипные гипербазиты как на мантийные тектониты, выведенные на эрозионный срез складчатых областей в холодном состоянии в процессе скучивания земной коры [Пейве, 1969; Колман, 1979 и др.]. В связи с этим возникла необходимость в переоценке связи геохимических особенностей ультрабазитов с их положением в структуре региона.

На существующую «в современных координатах» геохимическую зональность должны оказывать воздействие две основные причины: первичная приуроченность гипербазитов к корневым частям той или иной палеогеодинамической обстановки (континент, континентальный или океанический рифт, островная дуга и т. д.) и последующее пассивное перемещение их в процессе скучивания литосферы. При этом допускается, что исследованные породы изменены изохимически: критерии отбраковки анализов приведены нами во вступительном разделе настоящей главы.

Общее количество анализов на главные (петрогенные) компоненты, использованное нами при изучении геохимической зональности в размещении альпинотипных гипербазитов в структуре Южного Урала, составляет около 1300 (прил. 1). Сведения о распределении редкоземельных элементов в офиолитовых гипербазитах изученной территории немногочисленны и представлены главным образом авторскими данными. Всего в нашем

распоряжении имелось 182 анализа РЗЭ в гипербазитах офиолитовой ассоциации Южного Урала.

Для исследования закономерностей изменения геохимических характеристик реститовых гипербазитов по площади региона нами выбраны наиболее информативные для изученных образований петрогеохимические показатели: 1) содержание нормативного диопсида, которое является функцией содержания CaO в породах, 2) модуля $(10 \cdot \text{CaO} + 5 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$, 3) величины относительной железистости $f = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ и 4) хондрит-нормированных значений концентрации самария в породах (Sm_N).

Выбор данных показателей не случаен и обусловлен следующими причинами. Из описанных в предыдущих разделах главы геохимических особенностей ультрабазитов следует, что для них в целом характерен монотонный петрохимический состав. Заметные вариации обнаруживают лишь содержания CaO, Al_2O_3 и отношение данных окислов ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$). Вариации некоторых петрохимических и ряда геохимических показателей в гипербазитах различных массивов обладают значительным перекрытием (MgO , MgO/SiO_2 , $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$, Cr, Ni, Co), содержание ряда элементов весьма незначительно и наблюдаемые изменения их концентраций связаны часто либо с ошибками анализа, либо с влиянием на их распределение вторичных процессов (Na_2O , K_2O , TiO_2).

Анализ распределения в ультрабазитах редкоземельных элементов показал, что среди лантаноидов не все обладают одинаковой информативностью для целей сопоставления. Например, для легких РЗЭ и европия характерны значительные вариации содержаний в близких по петрохимическому и минеральному составу породах в пределах одного и того же массива. Природа повышенных содержаний легких РЗЭ в реститах дискуссионна и обычно она связывается либо с многократным деплетированием, либо с метасоматической проработкой пород [Магматические ..., 1988]. Проведенные нами исследования распределения РЗЭ в гипербазитах Южного Урала свидетельствуют скорее о вторичной природе значительных вариаций в содержаниях редкоземельных элементов ряда La — Nd. Таким образом, данные по легким лантаноидам, а также по суммарному содержанию РЗЭ в реститах следует использовать весьма осторожно.

Наиболее устойчивым поведением в ультрабазитах характеризуются средние и тяжелые лантаноиды. Вместе с тем содержания элементов ряда Dy — Lu, нормированные по хондриту, в большинстве массивов изменяются незначительно, а наибольшие различия связаны с углом наклона кривой распределения, который обусловлен отношением Sm_N/Lu_N . Поэтому для сопоставления альпийно-типовых массивов на картах изолиний нами было

выбрано отношение содержания в породах самария к его концентрации в хондрите C1 (Sm_N).

Перейдем к описанию карт изолиний, построенных с учетом средних значений некоторых геохимических параметров. На рис. 3.60. показан характер распределения по площади содержания нормативного диопсида. Наиболее контрастно поведение рассматриваемой величины в массивах северной части Южного Урала: при общем фоновом значении ее на уровне 1,5–3% здесь наблюдаются как области с аномально высокими концентрациями диопсида до 4–5% (массивы Крака, Абзаковский, Миндякский, Нуралинский), так и с аномально низкими содержаниями клинопироксена (менее 1%) (массивы Травниковский, Казбаевский, Калканский, Абдулкасимовский). К югу контрастность распределения данного показателя снижается, и преобладают фоновые значения (1,5–3%). С запада на восток слабо выраженные области с пониженными содержаниями клинопироксена (0,5–1,5%) чередуются с участками, характеризующимися более высокими значениями рассматриваемой величины (2–4%).

Сходная с рассмотренной выше картина наблюдается и на карте изолиний, построенной для модуля $(10 \cdot \text{CaO} + 5 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$ (рис. 3.61). Здесь более четко проявлена зональность, выраженная в наличии осевой зоны минимальных значений рассматриваемого модуля ($< 0,5$), проходящей практически по центру изученной площади с севера на юг. Положение ее не совпадает с каким-либо определенным гипербазитовым поясом: на севере в нее попадают гипербазиты Травниковского, Казбаевского, Калканского, Абдулкасимовского массивов, южнее она расширяется и охватывает массивы Куликовский, Арсинский, Татищевский, Успенковский, Верблюжьегорский, Амамбайский, Присакмарский, Бриентский, Жулдыбайский, Бурктуальский, Карабутакский и некоторые другие. «Островки» умеренно деплетированных ультрабазитов представлены Ольховским, Хабарнинским, Байгускаровским, Катралинским и Аккаргинским массивами (0,6–0,9). В северной части блок умеренно деплетированных пород включает гипербазиты Кумлякской и Кидышской группы тел и Аминевского массива (0,6–1). Максимальные значения модуля (1–1,5) зафиксированы в массивах северо-западной части территории (Крака, Нурали, Миндяк, Абзаковский).

В целом по рассмотренным выше петрохимическим показателям, наряду с меридиональной зональностью, проявлена неоднородность «мозаичного» характера. Особенно четко это отражено по распределению нормативного диопсида в северной половине изученной территории. Здесь выделяется зона положительной аномалии диагонального простираения по отношению к уральским структурам. С запада на восток в нее входят

массивы Крака, Миндяк, Абзаковский, Арсинский, Сахаринский, Ольховский. К северу отходит ветвь, включающая Нуралинский массив и мелкие тела Арамильско-Сухтелинской зоны (Кидышская группа тел, Аминевский массив).

Более простое строение (по сравнению с рассмотренными выше показателями) имеет карта распределения относительной железистости гипербазитов $f = \Sigma FeO / (\Sigma FeO + MgO)$ (рис. 3.62). Здесь выявлена зона отчетливой положительной аномалии меридионального простирания (11–15%),

проходящая в виде узкой полосы по центру площади. С севера на юг она включает в себя Бикилярский, Аминевский, Арсинский, Сахаринский, Амамбайский, Айдырлинский и Аккаргинский массивы. За пределами пояса интенсивная положительная аномалия соответствует гипербазитам Ольховского массива. Региональный фон относительной железистости гипербазитов довольно однороден и соответствует значениям 9–11%, иногда осложняясь слабыми отрицательными аномалиями до 8% (Тирлянский, Верблюжьегорский,

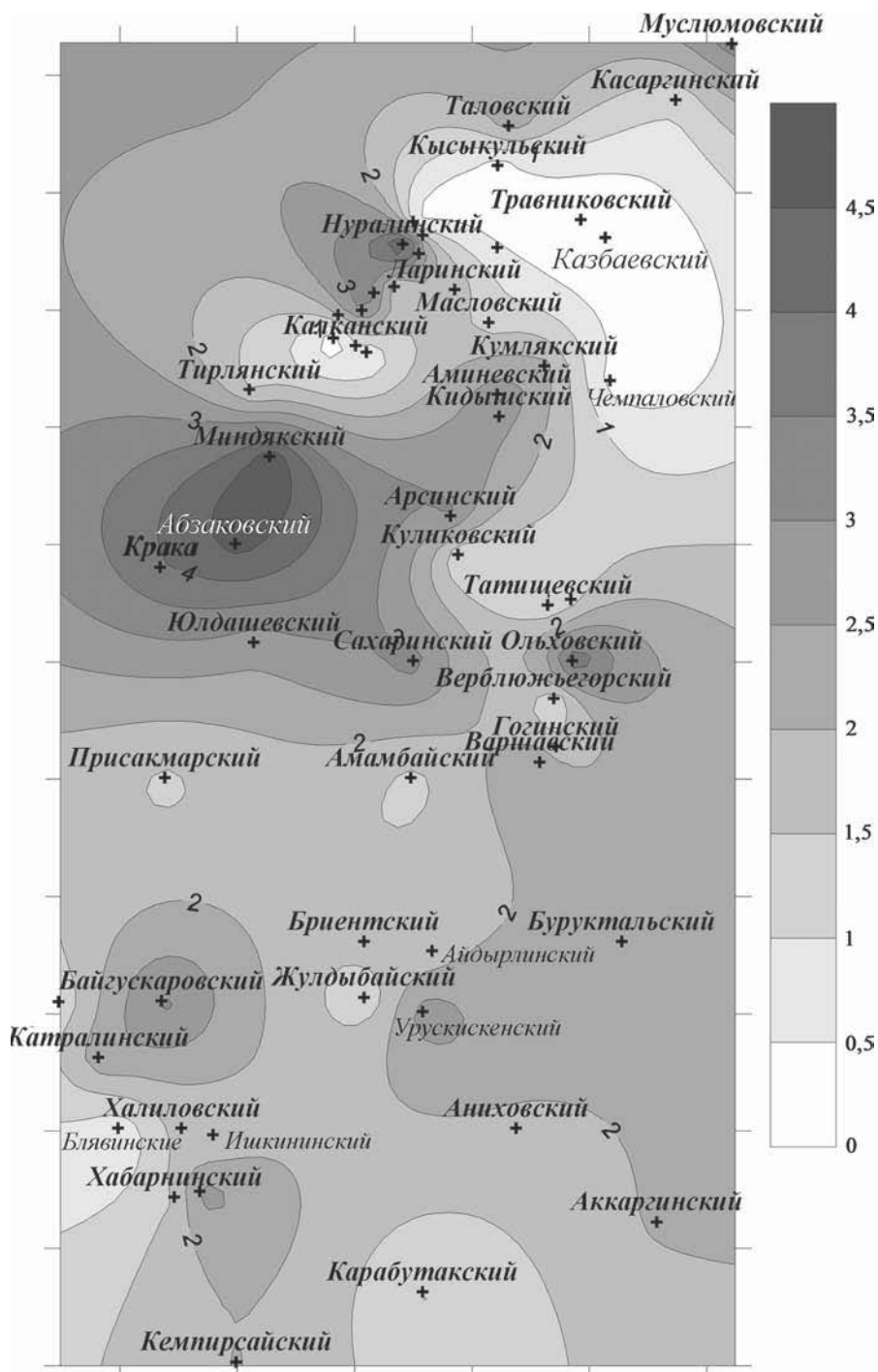


Рис. 3.60. Распределение средних содержаний нормативного диопсида в альпинотипных гипербазитах Южного Урала

Катраинский, Халиловский и Карабутакский массивы).

Линейная положительная аномалия относительной железистости ультрабазитов может быть обусловлена двумя причинами: 1) наличием в исследованных массивах пород платиноносной ассоциации и 2) аллохимическими вторичными преобразованиями. Влияние второй причины исключить нельзя, поскольку широким распространением в пределах массивов восточного склона Южного Урала пользуются антигоритовые серпентиниты. В то же время локальность аномалии указывает

на определяющее значение в ее образовании пород платиноносных ассоциаций.

«Представительность» гипербазитов Южного Урала на карте распределения хондрит-нормированных содержаний самария (рис. 3.63) значительно меньше, чем на картах, построенных для петрохимических показателей. Наиболее полно здесь представлены ультрабазиты западного склона и Главного гипербазитового пояса Южного Урала. На карте хорошо видна четкая зональность в распределении рассматриваемого показателя: наиболее обогащены $Sm_N (> 0,6)$ гипербазиты се-

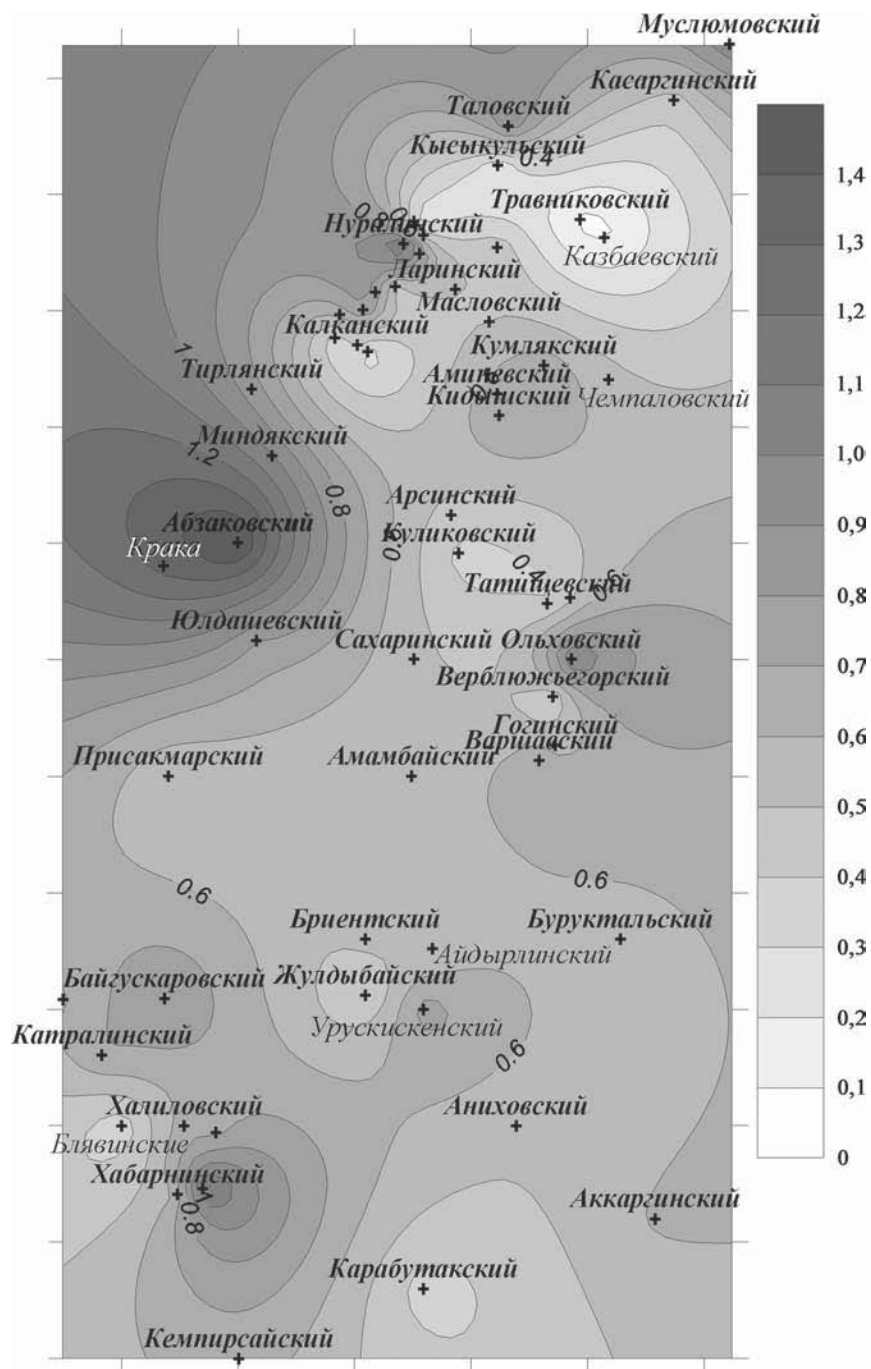


Рис. 3.61. Распределение средних значений модуля $(10 \cdot CaO + 5 \cdot Al_2O_3) / MgO$ в альпинотипных гипербазитах Южного Урала

веро-западной части территории (массивы Крака, Миндяк, Нурали, Таловский, Бурангуловский), к юго-востоку содержание РЗЭ снижается. Минимальные значения Sm_N (менее 0,4) характерны для пород Абзаковского, Юлдашевского, Халиловского, Хабарнинского и Акзигитовского массивов.

Таким образом, проведенный нами анализ поведения информативных геохимических показателей в альпинотипных гипербазитах по площади Южного Урала выявил сложную картину их распределения, которая не подтверждает выявленной

ранее Н.М. Годлевским с соавторами [1976] однозначной геохимической зональности, выраженной в постепенном уменьшении в восточном направлении основности пород. С определенной долей уверенности можно лишь говорить о меньшей степени истощенности петрогенными окислами и редкоземельными элементами массивов северо-западной части Южного Урала (Крака, Миндяк, Нурали, Абзаковский и др.). Данный вывод находится в полном соответствии с выделением в западной части складчатого пояса офиолитов «лерцо-

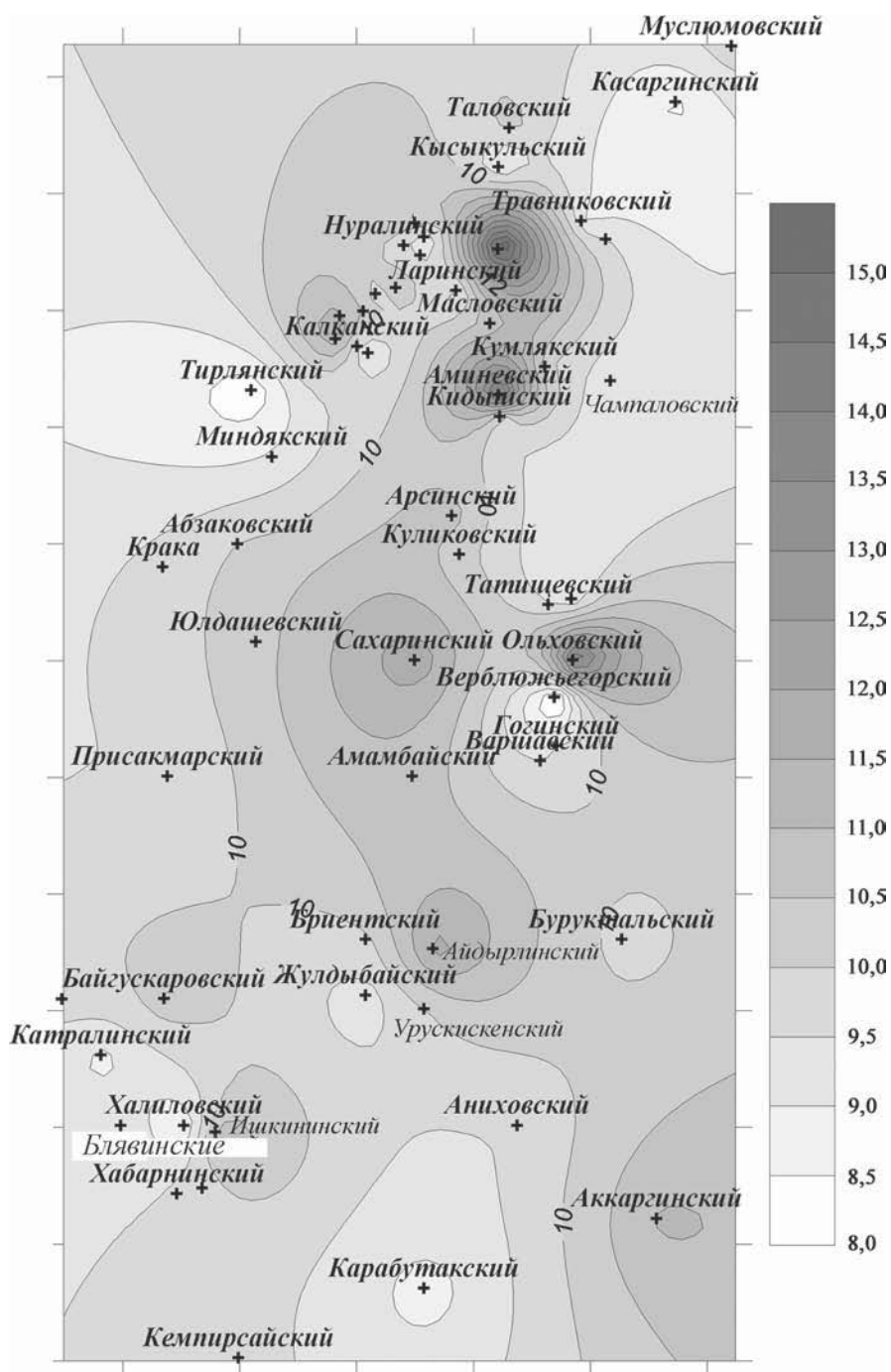


Рис. 3.62. Распределение средних значений относительной железистости $f = \Sigma FeO / (\Sigma FeO + MgO)$ в альпинотипных гипербазитах Южного Урала

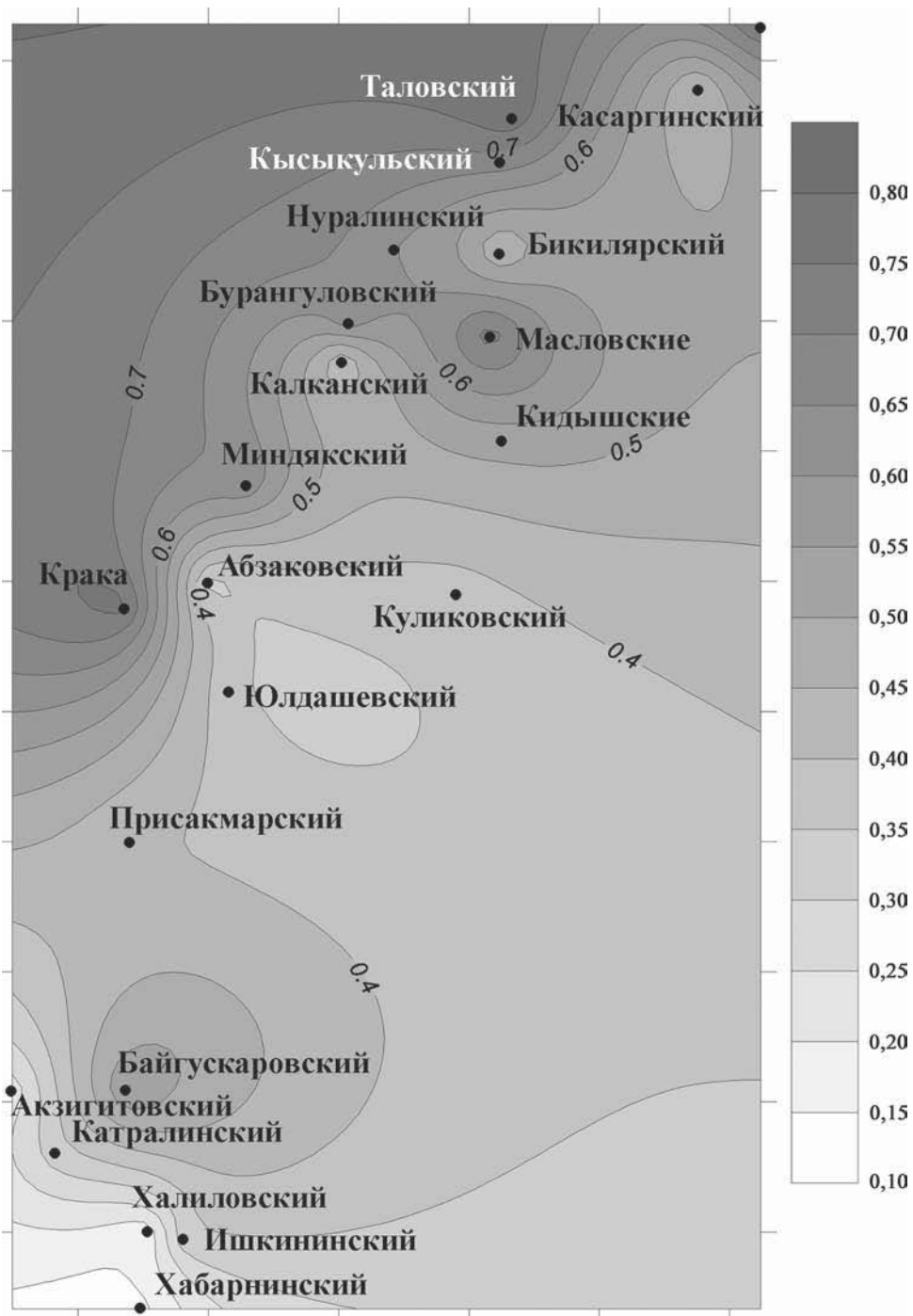


Рис. 3.63. Распределение средних значений содержания самария, нормализованного по хондриту C1 (Sm_N), в альпинотипных гипербазитах Южного Урала

литового типа» [Савельева, 1987 и др.]. Заслуживает внимания также и наличие линейной положительной аномалии относительной железистости в гипербазитах, проходящей примерно по восточной

границе Магнитогорской мегазоны. На наш взгляд, она трассирует пояс офиолитов «островодужного типа», сформированных в надсубдукционной обстановке.

Глава 4. ХРОМИТОНОСНОСТЬ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

4.1. ГИПЕРБАЗИТЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

4.1.1. Массивы Крака

Работами исследователей, ранее изучавших габбро-гипербазитовые массивы Крака, было выявлено около сотни хромитопоявлений [Тиховидов, 1932 г., Фарафонтьев, 1937 г., Шумихин, 1979 г.] (рис. 4.1). С начала 1990-х годов на массивах Крака возобновлены поисковые работы на хромиты. Наиболее детальные исследования проводились на Среднем и Южном Крака в пределах Саксей-Ключевской, Апшакской и Мало-Башартовской площадей [Сначёв и др., 1998 г., 2003, 2003 г.; Филонов, Быкова, 2001 г.; Савельев, Сначёв, Савельева, 2002; 2004; Савельев, Бажин, Савельева, 2005; Савельев, Шиянова, Савельева, 2005; Савельев и др., 2006а, 2006б; Савельева, 2007 и др.]. В результате проведенных работ выявлен ряд новых небольших проявлений, прослежены рудные тела на известных рудопроявлениях и месторождениях, проведено их более детальное изучение.

Рудные объекты массивов Крака различаются как по масштабам оруденения, так и по качеству руд. Хромитовые руды массивов Крака характеризуются разнообразием текстурно-структурных типов. Вместе с тем наибольшим распространением пользуются мелко- и среднезернистые средне- и густовкрапленные разновидности; редко встречаются нодулярные руды. Повсеместно встречается и пользуется наибольшим развитием полосчатая текстура.

4.1.1.1. Северный Крака

На Северном Крака известны небольшие по размеру и запасам объекты: группа Шигаевских рудопроявлений, Верхне-Сарангинское, Ак-Биик, Тумбуш и др. Большая их часть приурочена к зоне развития краевых серпентинитов, лишь Верхне-Сарангинское рудопроявление залегает в слабо серпентинизированных шпинелевых перидотитах.

Рудопроявление Шигаево I расположено вблизи восточного контакта массива, в 3 км на юг от одноименной деревни. Оно открыто в 1931 г. пар-

тией Башгеолтреста под руководством С.Ф. Тиховидова [1932 г.]. Рудопроявление вскрыто карьером (20×8×3 м) и шурфом, заданным в 6 м к северу от карьера. Остатки рудного тела обнаружены в северо-западном и юго-восточном бортах карьера. Рудовмещающими породами являются серпентиниты, реже серпентинизированные дуниты.

Хромиты густовкрапленные, переходящие местами в массивные разновидности. По периферии рудных тел наблюдается оторочка, сложенная бедным вкрапленником, иногда крупнозернистым с нодулярной текстурой. Контакт рудного тела с вмещающими породами резкий, иногда сопровождается полосой вкрапленных руд. Запасы руд на месторождении составляют 450 т [Фарафонтьев, 1937 г.].

Рудопроявление Верхне-Сарангинское находится в центральной части массива, в 9 км к северу от пос. Катарыш, на вершине узкого гребня. Здесь пройдена наклонная штольня длиной 10–12 м, оба конца которой находятся в стенках небольших выемок размером около 3×4 м при глубине 2–3 м. По вершине и склонам хребта обнажаются шпинелевые перидотиты. В стенках выработки наблюдается чередование дунитов и перидотитов (рис. 4.2). Мощность дунитовых полос от 5 до 25 см при общей мощности «полосчатой» зоны 2–2,5 м (аз. пад. полосчатости 160°, $\angle 50^\circ$). В полосках дунитового состава местами отмечается довольно густая вкрапленность хромита, но главная масса приурочена к полосам перидотитового состава с крупными кристаллами (2–3 см) ярко-зеленого клинопироксена. Хромиты слагают тело густовкрапленных руд, залегающее согласно с дунит-перидотитовой полосчатостью, мощность его достигает 1 м, длина — 10–15 м. Сведений о количестве добытой руды нет.

4.1.1.2. Узьянский Крака

На массиве Узьянский Крака хромитовое оруденение встречается в его северной и юго-западной части и приурочено к небольшим по мощности



Рис. 4.1. Схема расположения хромитовых объектов на массивах Крака

(1×1×0,1 см — 2×10×2 см), расположенных также в виде цепочек среди массивных серпентинизированных дунитов. В южной части массива известен ряд небольших проявлений (Черная речка I, II, III, Кагармановское, Подгорное), наиболее значительным из которых является Черная речка II.

Рудопроявление Черная речка II расположено в верховьях ручья Кзыл-Таш. В 1933 г. оно было исследовано партией С.Ф. Тиховидова. Хромитопроявление состоит из 2-х участков — северного и южного. На южном участке пройден небольшой карьер и 5 канав. Рудное тело протягивается на 40 м в северо-западном направлении с падением, близким к вертикальному. Мощность его изменяется от 0,5 до 1 м, содержание окиси хрома в рудах — от 11 до 30%. В 25 м от южного участка расположен северный, со сходными чертами строения. На участке пройдено 4 канавы, прослеживающие рудное тело на 12 м по простиранию. Подсчитанные запасы на месторождении составляют порядка 760 т [Фарафонтъев, 1937 г.].

4.1.1.3. Средний Крака

телам дунитов. Для рудопроявлений северной части (Южно-Узянское и Орловское) характерны небольшие размеры. Здесь оруденение представлено редкой вкрапленностью мелких (0,1–1 мм) идиоморфных зерен хромшпинелидов. Они собраны в серии параллельных маломощных линз

В пределах гипербазитового массива Средний Крака выделяются две главные хромитоносные площади: западная (Хамитовская) и восточная (Восточно-Среднекракинская). Наибольшее количество объектов сосредоточено в западной зоне (рис. 4.3). Хромитовое оруденение здесь приурочено к дунитам, породам полосчатого комплекса и крайним серпентинитам.

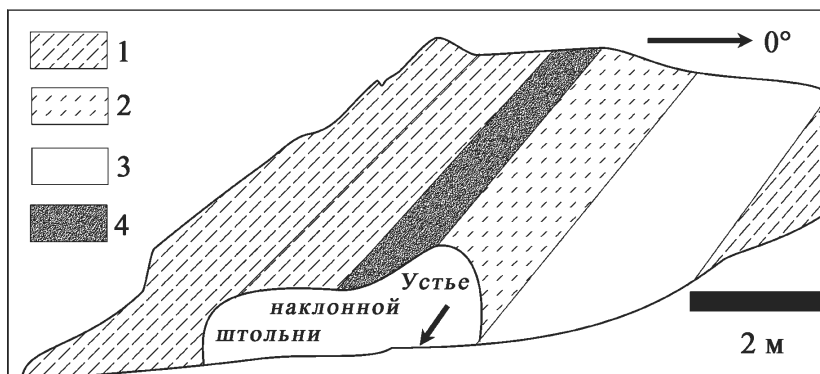


Рис. 4.2. Схема геологического строения рудного тела на Верхне-Сарангинском месторождении

Условные обозначения: 1 — перидотиты, 2 — дунит-гарцбургиты, 3 — дуниты и перидотиты, 4 — хромитовое тело

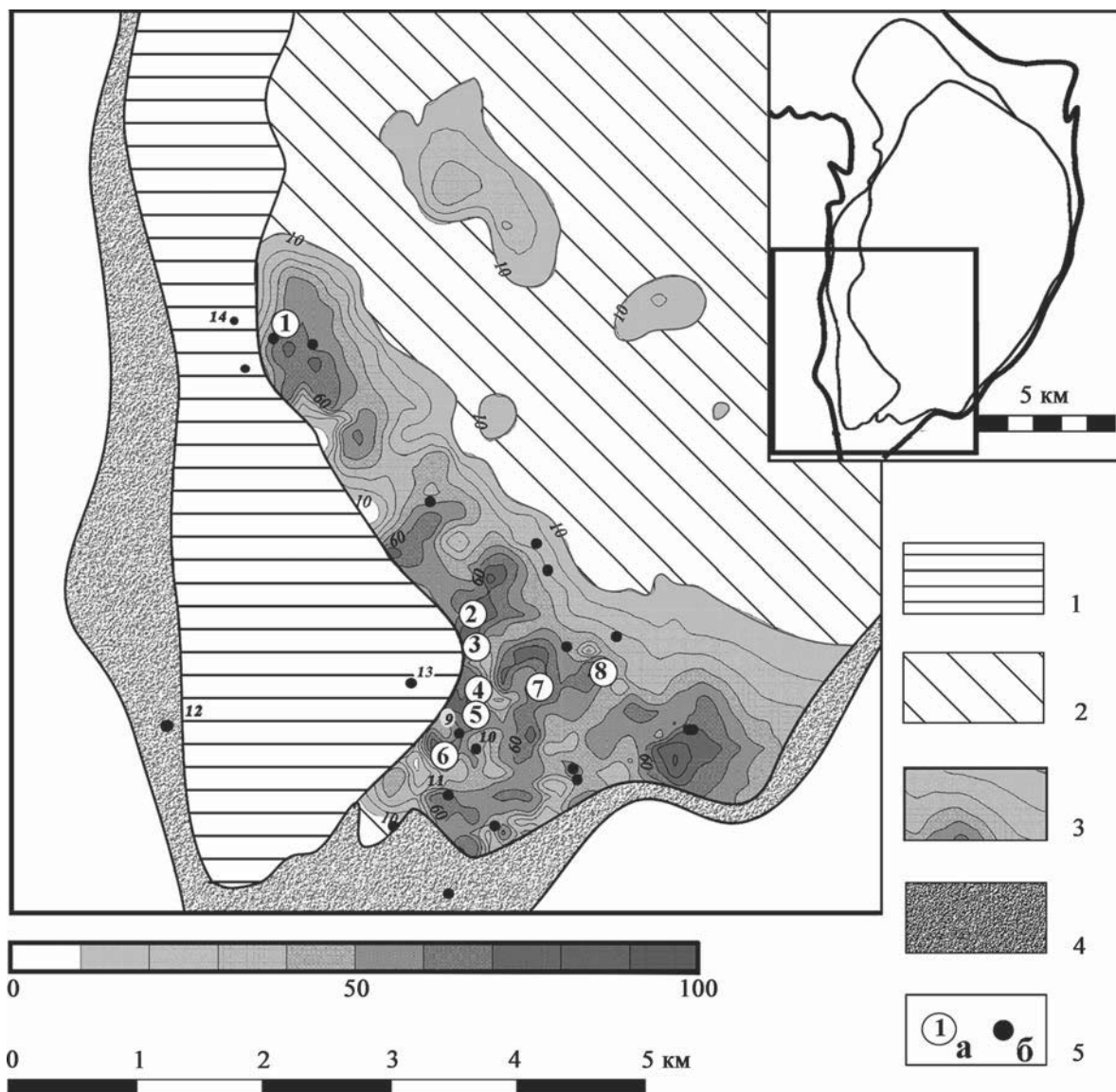


Рис. 4.3. Карта дунитовой составляющей для юго-западной части массива Средний Крак (Саксей-Ключевская площадь)

Условные обозначения: 1 — габброиды, клинопироксениты и верлиты, 2 — преимущественно шпинелевые перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты), 3 — дунит-гарцбургитовый комплекс с различными значениями дунитовой составляющей (шкала под схемой отражает относительное количество в разрезе дунитов, в %), 4 — рассланцованные серпентиниты, 5 — рудопроявления (а), мелкие проявления и точки минерализации (б). **На врезке** — положение Саксей-Ключевской площади на массиве Средний Крак. Номера в кружках — хромитопроявления: 1 — Ключевское, 2 — № 423, 3 — № 938, 4 — Правый Саксей, 5 — № 1108, 6 — Акбура, 7 — Левый Саксей, 8 — Шатран, 9 — № 912, 10 — Северо-Хамитовское, 11 — Хамитовское, 12 — Бабай, 13 — Западно-Саксейское, 14 — Западно-Ключевское

Западная хромитоносная зона. Шатранское месторождение расположено в 4 км от д. Хамитово в верхнем течении одноименного ручья. Выявлено оно в 1977 г. хромитовым отрядом под руководством Е.А. Шумихина. С поверхности месторождение разведано канавами и шурфами, расположенными через 12–25 м; на глубину изучено шестью скважинами.

Оруденение приурочено к дунитам, в которых местами встречаются небольшие скопления и цепочки ортопироксена (рис. 4.4А). К востоку количество их в породе увеличивается вплоть до

образования дунит-гарцбургитов и гарцбургитов. Месторождение разбито субширотным разрывным нарушением на два блока. Руды большей частью представлены бедновкрапленным типом. В северном блоке вскрыто два сближенных рудных тела и одно — в южном, последнее находится непосредственно южнее первого северного тела. Кроме того, в каждом блоке встречаются линзы и полосы убогой вкрапленности хромшпинелидов. Наиболее значительные размеры они имеют в пределах северного блока, где рудная полоса, выявленная к юго-западу от рудных тел, имеет мощность 10 м.

Два довольно крупных участка вкрапленности хромшпинелидов с содержанием окиси хрома 1,19–4,5% вскрыты также между первым и вторым рудными телами.

Переходы от вмещающих дунитов к рудным телам постепенные, последние чаще всего представлены полосовидными в плане пластообразными телами, реже — сильно уплощенными линзами. Мощность сильно варьирует, достигая в отдельных случаях 36 м. Протяженность рудных тел по простиранию приблизительно одинаковая и составляет в среднем 650 м.

При изучении внутреннего строения рудных тел установлено, что наряду с равномерно вкрапленными бедными рудами и оруденелыми дунита-

ми встречаются участки средне-густовкрапленных хромитов. Например, на обн. 1114 серией канав вскрыто тело мелкозернистых хромитов длиной от 20 до 40 м при мощности 0,5–1 м, в строении которого преобладают мелкозернистые полосчатые средне- и густовкрапленные разновидности руд.

В ходе маршрутной съемки выяснено, что Шатранская зона минерализации прослеживается на северо-запад на 900 м, а мощность зоны в среднем достигает 100 м. Прогнозные ресурсы вкрапленных хромитов на Шатранском месторождении составляют более 10 млн. т при среднем содержании Cr_2O_3 5–11% [Шумихин, 1979 г.].

Ключевское рудопроявление находится вблизи истока Черного Ключа, на его правом берегу. Было

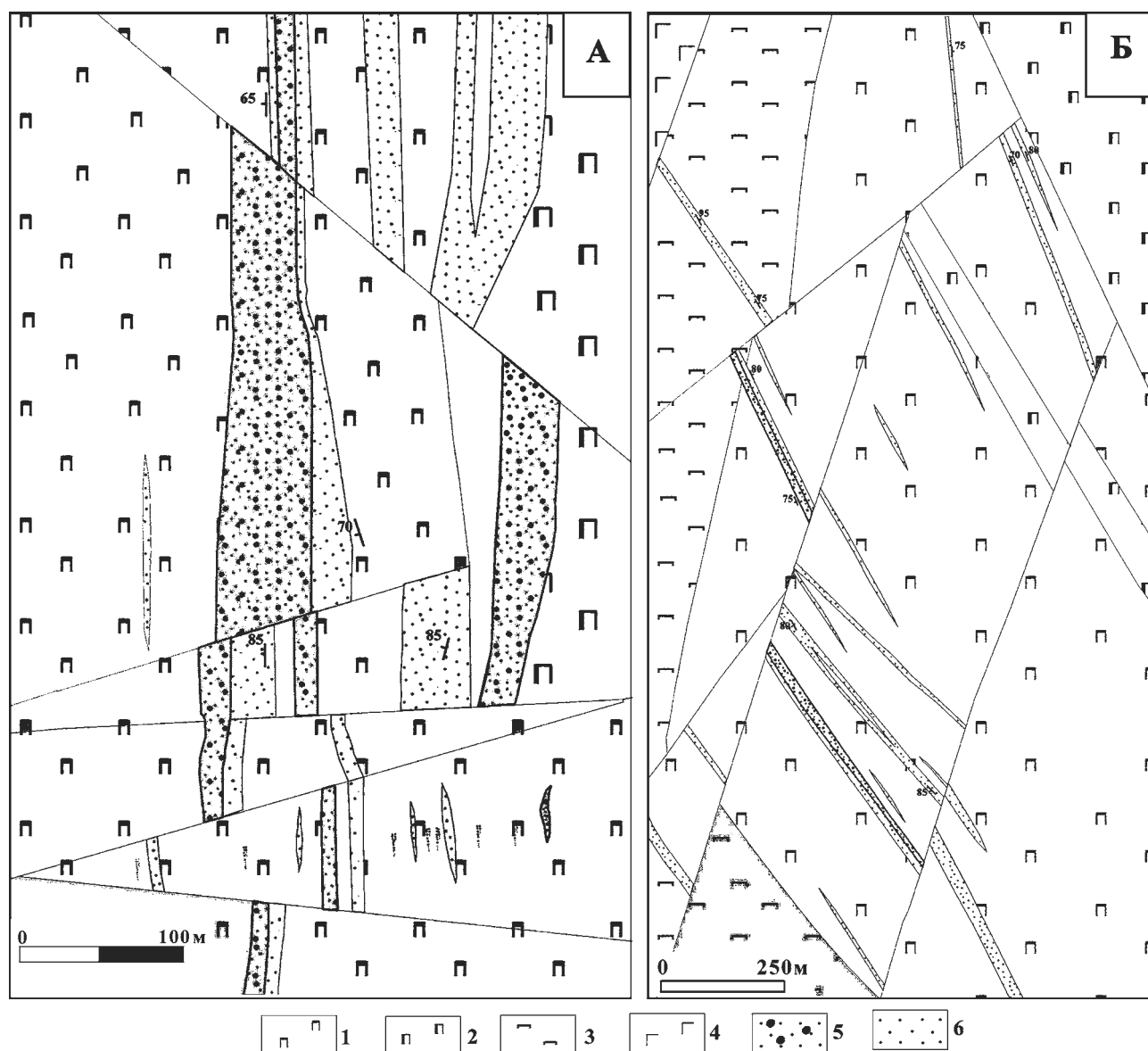


Рис. 4.4. Схема геологического строения Шатранского месторождения (А) и Ключевского рудопроявления (Б). По Е.А. Шумихину [1979 г.]

Условные обозначения: 1 — дуниты, 2 — дунит-гарцбургиты, 3 — серпентиниты, 4 — габброиды, 5 — рудные тела с содержанием $Cr_2O_3 > 5\%$, 6 — рудные тела с содержанием $Cr_2O_3 < 5\%$

открыто и разведано Е.А. Шумихиным в 1977 г. В ходе поисково-оценочных работ на месторождении пройдены горные выработки по сети 100×50 м (канавы, расчистки), вблизи рудных полос — шурфы через 12–25 м и пробурено 12 скважин колонкового бурения. На площади рудопроявления распространены дуниты, их пироксеновые разновидности, гарцбургиты, серпентиниты, с запада примыкают породы полосчатого комплекса и габброиды.

Хромитовое оруденение приурочено к дунитам и представлено многочисленными, иногда сближенными полосами и удлинненными линзами вкрапленности хромшпинелидов, большинство которых вытянуто на северо-запад по азимуту 310–330° и имеет крутое до вертикального падение (70–90°), иногда изменяющееся в пределах одной и той же полосы с северо-восточного на юго-западное (рис. 4.4 Б). Рудовмещающие дуниты обогащены хромшпинелидами, которые образуют цепочки, параллельные рудным телам. Размеры рудных тел сильно варьируют. Выделяются три наиболее крупные зоны — западная, центральная и восточная. Западная зона, прослеженная по простиранию на 320–350 м, располагается в хризотилловых серпентинитах. Мощность оруденения здесь достигает 12–15 м. Северная часть западной зоны смещена на восток вдоль разлома. Руды бедные, содержание окиси хрома в среднем 7,6%.

Восточная зона по мощности и протяженности сопоставима с западной. Она прослежена до глубины 210 м, при этом мощность с глубиной сохраняется. Оруденение представлено струйками, прожилками и цепочками круто падающими на северо-восток или юго-запад. Мощность центральной зоны составляет 15–20 м, по простиранию она прослежена на расстояние 1700 м. На севере эта зона ограничивается породами полосчатого комплекса, а на юге — долиной Черного Ключа. К ней приурочено вертикально падающее рудное тело, имеющее пластообразную форму и истинную мощность 3–12,5 м. Оно прослежено горными выработками до глубины 7,25 м и скважинами до 103 м. Общая протяженность рудного тела достигает 1125–1750 м.

Характер минерализации внутри рудного тела остается постоянным, как по простиранию, так и по падению. Руды относятся к бедновкрапленному типу. Для них весьма характерны ориентированные текстуры, среди которых в зависимости от формы рудных обособлений выделяются цепочечные, прожилковые и струйчатые. Внутри тела эти текстурные разновидности обычно встречаются совместно. Прогнозные ресурсы Ключевского рудопроявления составляют 2 723,9 тыс. т при среднем содержании Cr_2O_3 5,65–6,84% [Шумихин, 1979 г.].

Месторождение Правый Саксей расположено в 3 км на северо-восток от д. Хамитово на правом

борту долины руч. Саксей (рис. 4.5 Б). Открыто оно партией С.Ф. Тиховидова в 1931 г., оруденение было прослежено двадцатью канавами и шурфом на расстояние более 100 м.

В некоторых выработках вкрапленные руды образуют жилу мощностью до 1 м, сопровождающуюся одним-двумя параллельными рудными прожилками, в других — рудное тело представлено серией мелких жилок мощностью всего в несколько сантиметров. На глубину рудное тело прослежено шурфом до 11 м, видимая мощность рудного тела изменяется от 0,35 до 1,2 м (аз. пад. 70°, $\angle 70$ –80°). Рудное тело разбито рядом небольших сдвигов, прослеживающихся в некоторых канавах. В зоне оруденения канавами вскрыты многочисленные прожилки крупнозернистого пироксенита, достигающие мощности до 25 см [Фарафонтьев, 1937 г.].

Руда большей частью представлена густым полосчатым мелкозернистым вкрапленником, в котором выделяются полосы серпентинизированного дунита с редкой вкрапленностью хромита (ленточно-полосчатая текстура). Такие участки имеют мощность до 1,5 см, иногда они переходят во вкрапленник средней густоты. Контакты руды с вмещающими породами довольно отчетливые.

На рис. 4.6. представлены зарисовки с фотографий штурфов и обнажений хромитовых руд месторождения Правый Саксей. В большинстве случаев в образцах отмечается сочетание полос мелкозернистой структуры и различной густоты вкрапленности с безрудными дунитами. При этом участки более густовкрапленных руд образуют линзо- и шпировидные обособления (а, б), вытянутые согласно с направлением полосчатости. Реже отмечается усложнение структурного рисунка, когда наряду с линзами густовкрапленного хромита, ориентированными вдоль полосчатости, появляются секущие полосчатость обособления (в, г). Подобные структурные рисунки описаны во многих месторождениях хромитов [Кравченко, 1969, 1979], они наблюдались нами также на месторождении Большой Башарт. Образование их происходит, скорее всего, по механизму, описанному А.В. Лукьяновым [1991] в моделях из эквивалентных материалов и на примере ледников, и получившему название «эффекта сшивания» (см. главу 5).

Во многих обнажениях наблюдается пересечение рудной полосчатости более поздними жилами клинопироксенитов, или единичными, или образующими субортогональную сеть (рис. 4.6 д). Жилы пересекают хромитовые полосы под острым углом (от 10 до 30°). По-видимому, они представляют собой раскристаллизовавшийся расплав, «отжатый» из рестита (дунита) при образовании в последнем сколовых трещин при сжатии.

В рудных полосах, сложенных густовкрапленным хромитом также наблюдается образование трещин отрыва, которые заполняются дунитом,

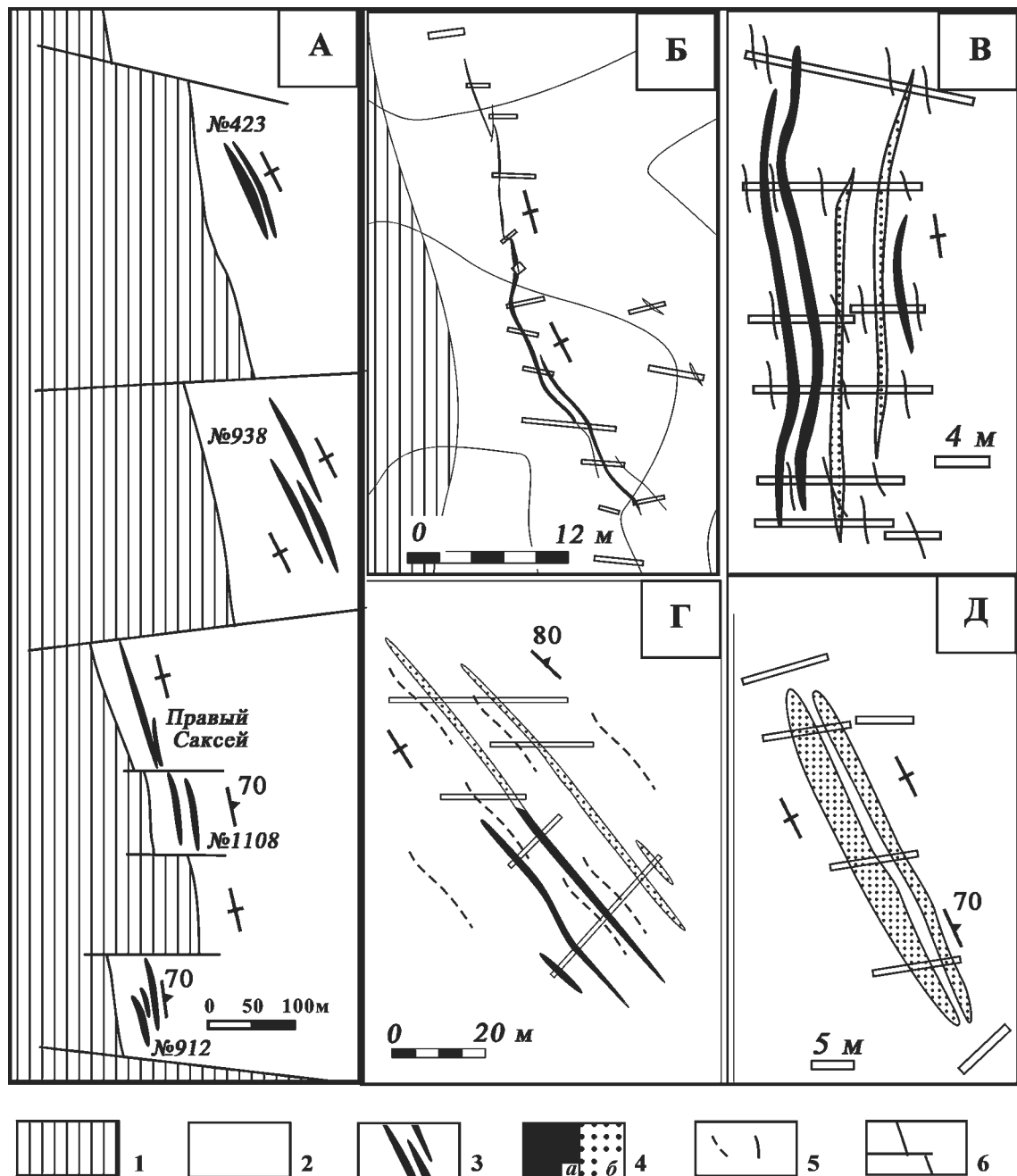


Рис. 4.5. Схема геологического строения месторождения Правосаксейское: рудной зоны (А) и отдельных рудопроявлений (Б–Д)

Условные обозначения: 1 — породы полосчатого комплекса; 2 — дуниты; 3, 4 — хромитовые тела в мелком (3) и крупном (4) масштабе (4а — густовкрапленные, 4б — средне- и бедновкрапленные); 5 — жильные тела пироксенитов и вермитов; 6 — разрывные нарушения

Примечание: Б — Правый Саксей, В — № 1108, Г — № 938, Д — № 423

являющимся более пластичным материалом по сравнению с рудными прожилками (рис. 4.6е). Подобные взаимоотношения различных по физическим свойствам геологических материалов часто наблюдаются в метаморфических комплексах [Методика ..., 1957] и описаны в рудных телах месторождений Кемпирсайского массива [Кравченко, 1969].

Рудопроявление «№ 1108» расположено на восточном склоне хребта отм. 765,1 м (правый борт

ручья Саксей), юго-восточнее месторождения Правый Саксей. Вмещающими породами здесь также являются дуниты, в которых наблюдаются многочисленные маломощные (0,0n–1 м) жилы клинопироксенитов, причем очень часто рудные тела находятся в тесной пространственной связи с ними (рис. 4.5 В, 4.7).

Хромитовые руды со средним содержанием Cr_2O_3 от 15 до 35% образуют от трех до шести параллельных тел мощностью от 0,3 м до 1,5 м.

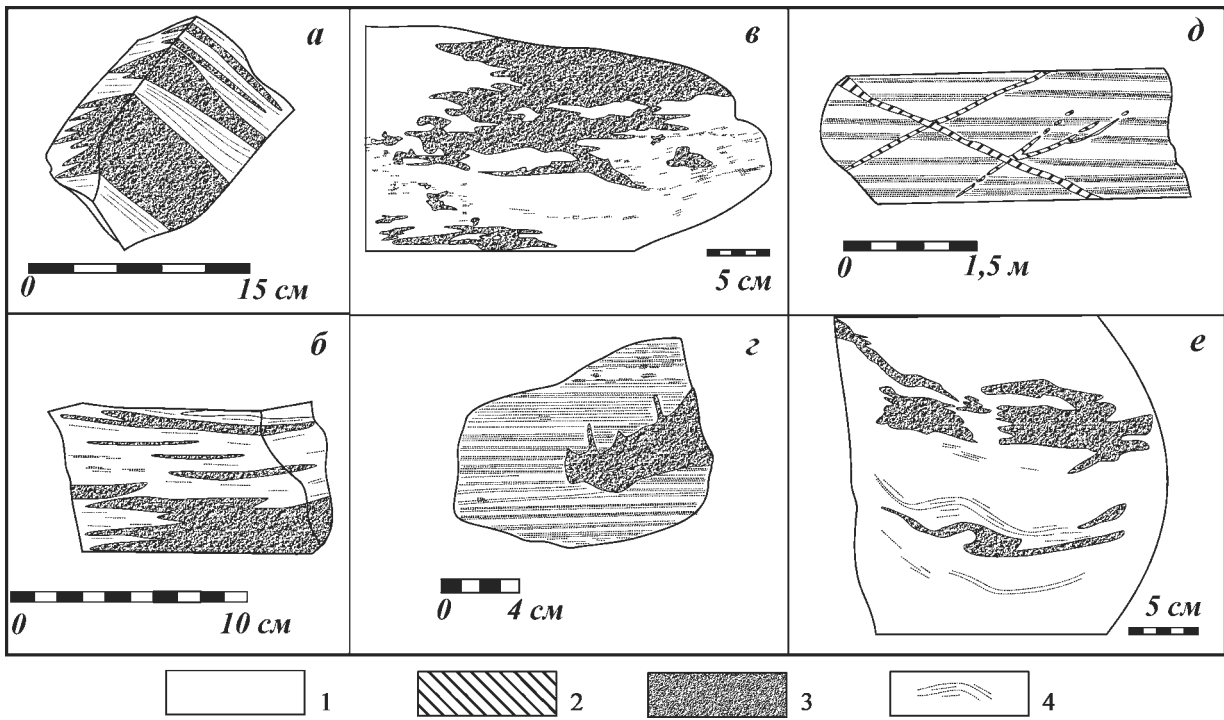


Рис. 4.6. Строение рудных тел месторождения Правый Саксей на макроуровне

Условные обозначения: 1 — дуниты; 2 — клинопироксениты; 3–4 — хромитовые руды (3 — средне- и густовкрапленные, 4 — редковкрапленные)

Они характеризуются субмеридиональным простиранием и почти вертикальным падением. Наиболее распространены полосчатые густо- и средневкрапленные руды мелкозернистой структуры. Реже отмечаются равномерновкрапленные руды (10–20% Cr_2O_3) и почти массивные хромиты (около 40% Cr_2O_3). В междунудном пространстве широко распространены оруденелые дуниты и бедновкрапленные руды (3–7% Cr_2O_3). Кроме того, часто в безрудных интервалах наблюдаются маломощные скопления густовкрапленного хромита. По простиранию оруденение прослежено на расстояние 80–90 м. Рудная зона на северном ее продолжении сдвинута по разлому на запад и представлена месторождением Правый Саксей.

Рудопроявление «№ 423» находится на северо-восточном склоне высоты с отм. 765,1 м, в 100–150 м выше седловины. Оруденение здесь приурочено к дунитам (рис. 4.5 Д), хромитовые руды образуют

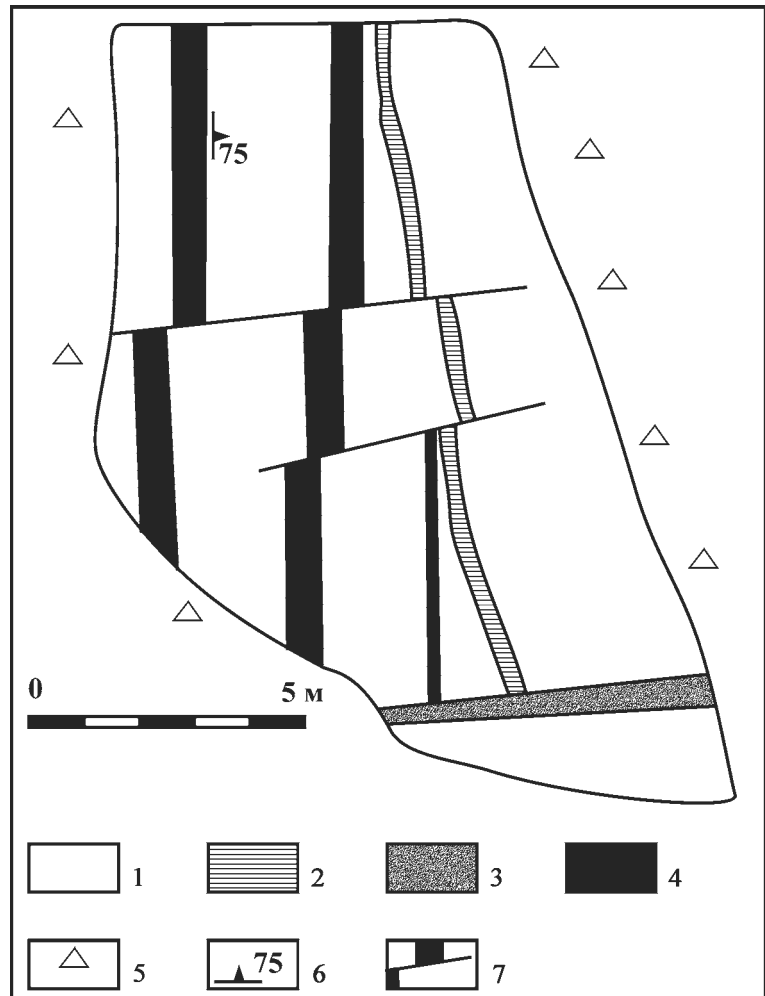


Рис. 4.7. Деталь строения рудной зоны проявления № 1108 (полотно расчистки)

Условные обозначения: 1 — дуниты, 2 — клинопироксениты, 3 — серпентиниты, 4 — хромитовые руды, 5 — свалы, 6 — элементы залегания рудной полосчатости, 7 — разрывные нарушения

два параллельных рудных тела, имеющих субмеридиональное простирание. Наиболее крупным является западное рудное тело, средняя мощность которого составляет около 6 м, восточное тело имеет мощность примерно 1 м. Протяженность рудных тел составляет не менее 40–45 м (расстояние между крайними канавами, в которых наблюдается оруденение). Выклинивание тел хромитов происходит довольно резко. Но если на южном фланге проявляется слабая тенденция к выклиниванию, то на северном она отсутствует. Данный факт позволяет предположить смещение рудного тела по разлому и возможное обнаружение его со смещением на северо-востоке или северо-западе. Руда представлена мелкозернистым типом, с постепенными переходами от бедного к среднему и густому вкрапленнику. Переходы от вмещающих дунитов к руде постепенные.

Рудопроявление «№ 938» находится между рудопроявлением «№ 423» и месторождением Правый Саксей на восточном склоне того же хребта и приурочено также к Правосаксейской зоне. В разрезе преобладают дуниты, слагающие от 70 до 85% площади. Заметную роль в геологическом строении участка играют также клинопироксениты и серпентиниты. В 150–200 м западнее проявления (в вершинной части хребта) начинаются выходы пород полосчатого комплекса.

На проявлении пройдено пять канав, которые вскрыли несколько маломощных рудных тел, сложенных хромитами с содержанием от 10 до 40% Cr_2O_3 (рис. 4.5 Г). Простирание рудных тел северо-западное $310\text{--}330^\circ$, падение близко к вертикальному. Мощность жил богатых руд, вскрытых канавами, не превышает 0,3 м. В то же время с северо-запада на юго-восток наблюдается тенденция к увеличению мощности рудных тел и их количества. В к-5 (самой южной) встречено уже 5 рудных тел мощностью 0,5–1 м. Внутри каждого из них есть участки мощностью 0,1–0,3 м с содержанием Cr_2O_3 15–40%, остальное — бедный вкрапленник (5–10%).

Рудопроявление «№ 912» расположено юго-юго-восточнее месторождения Правый Саксей, в 1 км от него, на восточном склоне хребта с отметками 626,0–765,1 м. Оруденение приурочено также к дунитам Правосаксейской полосы. В отличие от описанных выше проявлений, на площади данного объекта наиболее широко развиты пироксенитовые жилы, переходящие местами в крупные тела, особенно в южной его части (рис. 4.8 А). Пироксениты являются более поздними по отношению к хромитовым телам: часто наблюдается пересечение и дробление ими хромитов.

Канавы, пройденные на рудопроявлении, вскрыли 3 тела относительно богатой руды (25–35% Cr_2O_3) мощностью от 0,3 до 0,6 м и широкую зону бедного вкрапленника. Текстуры руд пятнистые, вкрапленные, структура мелкозернистая.

Внутри Левосаксейской рудной полосы известно одноименное месторождение (*Левый Саксей*), расположенное на левом берегу руч. Саксей. Открыто оно партией С.Ф. Тиховидова в 1931 г. Месторождение было разведано двенадцатью канавами, вскрывшими широкую зону очень редкого вкрапленника в серпентинизированном дуните на протяжении более 90 м (рис. 4.8 Б). Максимальная ширина зоны 20 м. Северная часть месторождения представлена единичной жилкой мелкозернистого хромита, иногда переходящего в неравномерный крупнозернистый вкрапленник. Остальная часть месторождения представляет собой полосу оруденения переменной мощности, сложенную мелко- и среднезернистым вкрапленником, собранным в тонкие струйки, прожилки и цепочки, сливающиеся и расходящиеся по падению и простиранию. Эта полоса прерывается участками, почти совершенно лишенными оруденения.

Группу хромитовых объектов Хамитовской площади, пространственно ассоциирующих с серпентинитами, можно подразделить на два типа. К первому относятся рудопроявления, залегающие в аподунитовых серпентинитах (Ак-Бура, Северо-Хамитовское), ко второму — в рассланцованных серпентинитах не ясной природы (Хамитовское, Бабай).

Месторождение Ак-Бура расположено в 1,5 км на северо-запад от д. Хамитово на левом берегу ручья Черный Ключ. Оно эксплуатировалось с 1927 по 1930 годы. Северная и центральная части месторождения вскрыты двумя разрезами, пройденными согласно простиранию основного рудного тела.

Зона оруденения представлена одним, а в центральной части несколькими жилообразными телами густо- и средневкрапленного хромита с отдельными прожилками и участками серпентинитов (рис. 4.9). Наиболее выдержанным, как по простиранию, так и по падению, является восточное (основное) тело, которое главным образом и разведывалось [Фарафонтьев, 1937 г.]. Оно имеет протяженность на глубину 15–20 м при мощности от 0,16 до 1 м и почти вертикальное падение. В южной части месторождения оконтурен ореол бедновкрапленных хромитов диаметром до 15 м, в плане имеющий почти изометричные очертания. Вмещающими породами на месторождении являются аподунитовые серпентиниты, граничащие на западе с породами габброидного комплекса. В этой части разреза они представлены чередованием оливинсодержащих клинопироксенитов, верлитов, аподунитовых серпентинитов и апогаббровых метасоматитов.

Руда на месторождении Ак-Бура представлена тремя разновидностями: густовкрапленным хромитом, мелко- и среднезернистым вкрапленником и бедным вкрапленником. Густовкрапленные руды играют важную роль в строении

рудных тел и приурочены главным образом к центральной части месторождения, отдельные небольшие участки их встречены на южном фланге объекта. Среднекрупный хромит мелко- и среднезернистой структуры пользуется меньшим распространением и слагает небольшие участки среди других типов руд. Запасы руды со средним содержанием 30% составляют на месторождении 2 тыс. т [Фарафонтъев, 1937 г.].

Северо-Хамитовское рудопроявление вскрыто карьером субмеридионального простирания, пройденным субсогласно с полосчатостью вмещающих пород. Руда в карьере практически не сохранилась. В отвалах она представлена массивными густо- и редковкрапленными разновидностями. Рудовмещающими породами служат аподунитовые серпентиниты.

Хамитовское рудопроявление представляет собой два рудных тела, сложенных массивными и густовкрапленными хромитами с максимальной

мощностью до 1 м. По простиранию они прослежены с северо-запада на юго-восток на 20 м [Бурдюгов, 1934 г.; Фарафонтъев, 1937 г.]. В настоящее время на месторождении сохранились две выемки с остатками руды в бортах и серия канав. Также руда встречается в отвалах и мелких штабелях. Среднее содержание Cr_2O_3 в штучных пробах составляет около 25%.

Рудопроявление Бабай расположено в 1 км западнее месторождения Ак-Бура. Оно эксплуатировалось в 1925–26 гг. и практически выработано. Оруденение, приуроченное к краевым серпентинитам, представлено гнездообразным скоплением сплошных хромитовых руд мощностью до 2 м с относительно четкими границами. На удалении от основного рудного тела фиксируются отдельные скопления неправильной формы и шпильки густовкрапленного хромита.

Рудопроявления Хамитовской площади, приуроченные к породам полосчатого комплекса (вер-

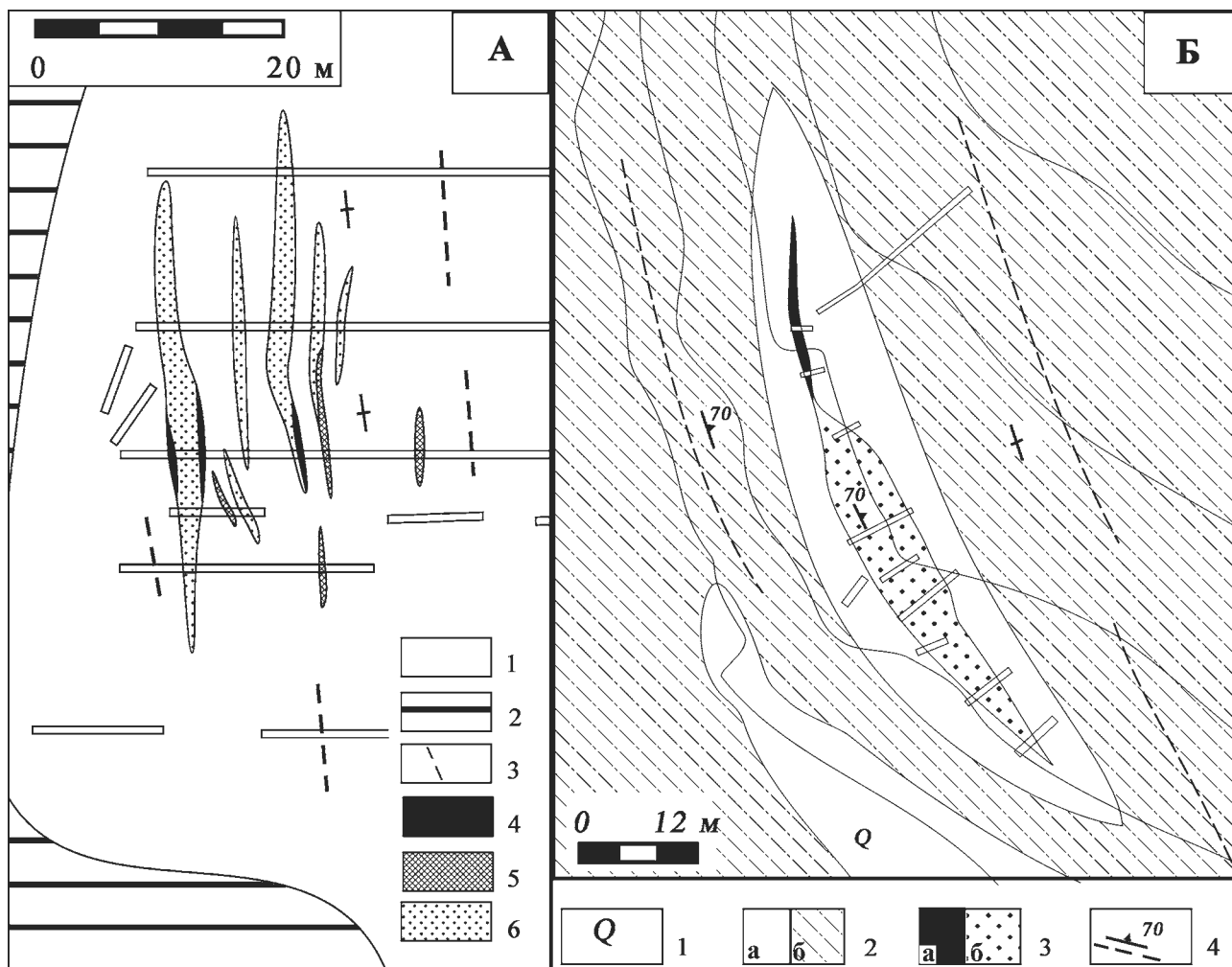


Рис. 4.8. Геологическая схема строения рудопроявления № 912 (А) и Левый Саксей (Б)

Условные обозначения для А: 1 — дуниты, 2 — породы полосчатого комплекса, 3 — пироксенитовые и вермитовые жилы, 4 — густовкрапленные хромитовые руды (> 30% Cr_2O_3), 5 — среднекрупные хромитовые руды (25–30% Cr_2O_3), 6 — бедновкрапленные хромитовые руды (15–25% Cr_2O_3); **для Б:** 1 — аллювиальные отложения, 2а — дуниты, 2б — дунит-гарцбургиты, 3 — рудные тела (а — мелко-, крупнозернистый вкрапленник, б — «струйки» хромита), 4 — залегание первичной полосчатости

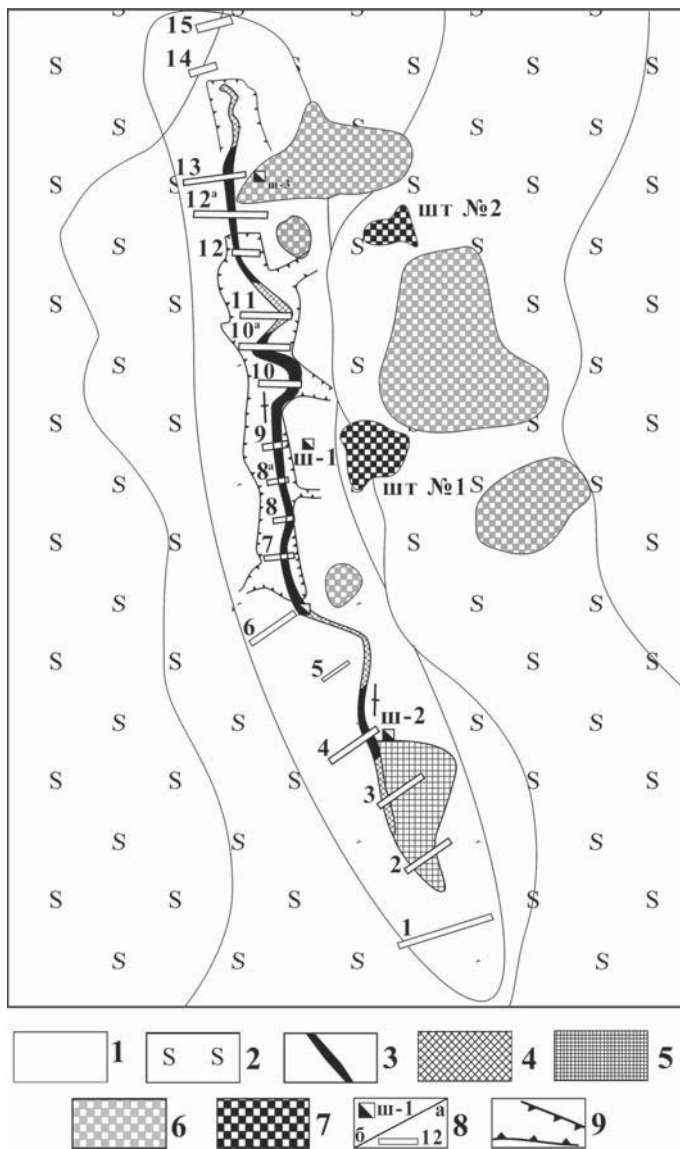


Рис. 4.9. Схема геологического строения месторождения Акбура

Условные обозначения: 1 — серпентинизированные дуниты; 2 — серпентиниты; 3 — массивный хромит; 4 — густовкрапленный хромит; 5 — редковкрапленный хромит; 6 — отвалы; 7 — штабеля; 8, 9 — горные выработки: 8 — каналы (а) и шурфы (б); 9 — карьеры

хромшпинелидов (до 20–25%) в оливиновых клинопироксенитах и верлитах с обилием магнетита. Мощность оруденелой зоны составляет 10–15 м, простирание ее субмеридиональное. Масштабы оруденения, как и на Западно-Саксейском рудопроявлении, очень небольшие.

Таким образом, в пределах Саксей-Ключевской зоны массива Средний Крака большая часть рудопроявлений локализована в дунит-гарцбургитовом комплексе с преобладанием дунитов. Вмещающие дуниты с подчиненным количеством гарцбургитов образуют несколько полос общей протяженностью около 4 км и шириной более 1 км. Рудные зоны имеют длину до 1 км при ширине до 36 м. Преимущественным развитием пользуются бедновкрапленные руды (Шатран, Ключевское, Левый Саксей), реже встречаются средне- и густовкрапленные (Правый Саксей, Акбура). Залегание рудных тел согласно с первичной полосчатостью гипербазитов, простирание субмеридиональное (340–0°), падение субвертикальное, преимущественно на восток (∠70–80°). Для хромитовых руд характерна полосчатая текстура и мелкозернистая структура (< 1 мм).

В пределах Саксей-Ключевской хромитоносной зоны сосредоточены довольно значительные ресурсы бедновкрапленных руд с содержанием Cr_2O_3 от 6,76 до 9,33%. По данным Е.А. Шумихина [1979 г.], суммарные запасы месторождения Шатран и рудопроявлений Ключевское и Саксейское до глубины 100 м составляют не менее 15 млн. т. Месторождения и рудопроявления рассматриваемой территории по строению и качественному составу руд близки к месторождениям Ревдинско-Первомайской группы редковкрапленных хромитовых руд южной части Ключевского ультраосновного массива (Средний Урал), для которых институтом «Уралмеханобр» разработана технология обогащения, позволяющая получать из подобных руд хромитовый концентрат с содержанием Cr_2O_3 50–58%. После обогащения в хвостах содержится 2,35% Cr_2O_3 при общей извлекаемости полезного компонента около 70%. Хвосты, представленные дунитами, могут быть использованы в качестве огнеупоров и сырья для химической промышленности.

Восточно-Среднекрапинская хромитоносная зона значительно уступает западной как по разведанным запасам хромитов, так и по степени изученности.

литам и клинопироксенитам), отличаются очень мелкими масштабами оруденения. Они слагают маломощные (0,01–0,5 м) и не выдержанные по простиранию тела вблизи основания разреза полосчатого комплекса массива Средний Крака. К этому типу относятся *Западно-Саксейское* и *Западно-Ключевское* рудопроявления.

Западно-Саксейское рудопроявление расположено в верховьях небольшого лога — притока руч. Черный Ключ, в 300–350 м западнее рудопроявления Правый Саксей. Оруденение здесь представлено несколькими прожилками массивного хромита в клинопироксенитах полосчатого комплекса. Мощность прожилков составляет 0,05–0,2 м, элементы залегания их имеют субмеридиональное простирание. Вмещающие породы представлены крупнозернистыми клинопироксенитами.

Западно-Ключевское рудопроявление расположено в 150–200 м западнее Ключевского рудопроявления, локализованного в дунитах. Оруденение представляет собой повышенную вкрапленность

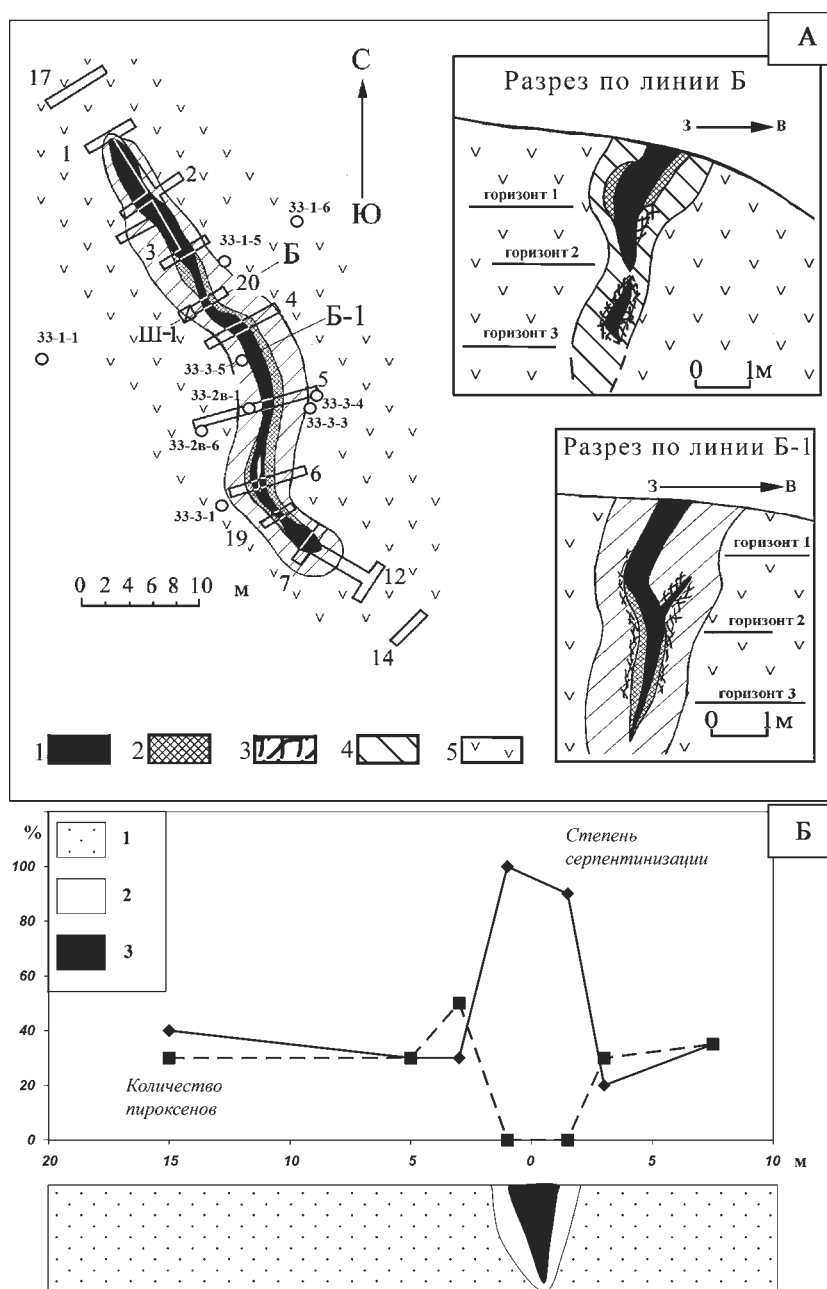
Здесь выявлено всего четыре объекта: *Сальниковские I и II, № 25 и № 33*. Наиболее крупным из них является последний.

Месторождение № 33 находится в восточной части гипербазитового массива Средний Крак (рис. 4.10), в 3 км северо-западнее д. Шарипово. Оруденение приурочено к телу сильно серпентинизированных дунитов протяженностью около 50 м, мощностью от 1 до 5 м, залегающему среди шпинелевых перидотитов. Месторождение открыто и разведано в 1930-е годы партией П.Г. Фарафонтьева [1937 г.]. В ходе разведочных работ, включавших в себя проходку 20 канав и 1 шурфа, оконтурено рудное тело со следующими параметрами: длина 40 м, мощность 1,2–2 м, азимут простираия СЗ 340–350°, угол падения 65–80° (ЮЗ). В северной части месторождения коренное рудное тело переходит в небольшую россыпь. Содержание в рудах Cr_2O_3 в среднем составляет: массивные — 53,95%, нодулярные — 45,57%, вкрапленные — 29,43%

Рудное тело приурочено к практически полностью серпентинизированным, перемятым и сильно выветрелым в приповерхностной зоне дунитам со слабо проявленной сфероидальной отдельностью и желтовато-коричневой коркой выветривания. Хромиты и вмещающие аподунитовые серпентиниты окружены монолитными слабо серпентинизированными шпинелевыми перидотитами. Для перидотитов характерны массивная текстура, свежий облик и параллелепипедальная отдельность, иногда попадаются монолитные блоки объемом более 1 м³.

При микроскопическом изучении вмещающих пород выявлены следующие особенности. Дуниты в приповерхностной зоне полностью переработаны вторичными процессами и превращены в серпофит- α -лизардитовые серпентиниты. Серпофит слагает большую часть площади

шлифа, он имеет светло-коричневую окраску и практически изотропен. Среди агрегатов серпофита, характеризующихся ленточной структурой, встречаются участки с реликтовой петельчатой структурой, образуемой α -лизардитом. Хромшпинелиды в породе встречаются в виде отдельных идиоморфных зерен, в тонких срезах слабо просвечивающих красно-коричневым цветом либо не просвечивающих (черных). На глубине 2–3 м от поверхности описанные породы сменяются однородными петельчатыми серпентинитами, состоящими полностью из α -лизардита, и серпентинизированными дунитами. Количество реликтов первичного оливина, слагающего ядра петель, достигает 10–15%. Таким образом, степень серпентинизации во вмещающих дунитах очень высокая: от 85 до 100%.



По мере выклинивания рудного тела, с глубиной, степень серпентинизации дунитов снижается до 60% (обр. 33-П). Здесь первичный оливин представлен зернами трех морфологических типов. Это уплощенные зерна размером 1,5–2×4 мм, которые собраны в цепочки параллельно прожилкам хромшпинелидов; изометричные зерна диаметром 1,5–3 мм, количественно несколько уступающие первым, и «амебообразные» выделения с причудливыми очертаниями. Рудные прожилки имеют симметрично-зональное строение: по краям хромшпинелиды представлены изолированными, мелкими (0,1–0,4 мм) идиоморфными зернами, а в центральной части — плотно соприкасающимися крупными (0,5–1,2 мм) зернами, разбитыми сетью поперечных по отношению к оси прожилка трещин. За пределами рудных прожилков наблюдаются рассеянная вкрапленность очень мелких (0,04–0,2 мм) зерен хромшпинелидов того же состава.

По мере удаления от рудного тела на восток и запад дунитовая оторочка сменяется слабо серпентинизированными перидотитами, состоящими из оливина (50–70%), энстатита (20–40%) и диопсида (5–10%). Степень серпентинизации по сравнению с рудовмещающими дунитами резко снижается и составляет от 10 до 30%, причем образцы с минимальными значениями ее отобраны вблизи дунитового тела, а на удалении она приходит в соответствие с фоновыми значениями для массива (30–60%). То же следует сказать и о содержании в перидотитах пироксенов. Вблизи рудной зоны в перидотитах фиксируются максимальные содержания пироксенов (до 40–45%). Для пород характерна порфирикластическая структура, обусловленная наличием многочисленных порфирикласт энстатита таблитчатой формы и примерно одинаковых размеров (1,5–3 мм), которые «цементированы» агрегатом разнозернистых и ксеноморфных оливиновых зерен. Для последнего также характерны три морфологических типа, но из-за низкой степени серпентинизации пород здесь они более четко выражены.

Практически во всех изученных образцах присутствуют сильно удлиненные зерна оливина с отношением длины к ширине до 4–6 (длина 3–5 мм, ширина 0,6–1,3 мм). Удлинение зерен параллельно струйчатости аксессуарных хромшпинелидов и цепочкам порфиробласт ортопироксена. Для удлиненных зерен оливина характерны причудливые очертания, раздувы, пережимы и изгибы (рис. 4.17). Эти зерна часто огибают более мелкие (1,5–3 мм) и изометричные зерна того же минерала и хромшпинелидов (0,1–0,5 мм). В интерстициях крупных зерен, вблизи расколотых и растащенных порфиробласт энстатита, а также в виде пойкилитовых включений в последних встречаются мелкие изометричные зерна (менее 0,6 мм).

Аксессуарные хромшпинелиды из перидотитов имеют ксеноморфные и гипидиоморфные очертания, часто встречаются «скелетные» формы. Окраска — светло-зеленовато-желтая и оранжево-желтая, свидетельствующая о высокой глиноземеистости и низкой хромистости минерала.

Руды представлены массивным, нодулярным («бобовым» — диаметр нодулей > 0,5 см, обычно 1 см и более и «рябчиковым» — диаметр нодулей < 0,5 см) и бедновкрапленным типами хромита. Наибольшее развитие на месторождении имеют грубозернистые массивные и крупнонодулярные («бобовые») разновидности. Они вместе составляют около 80% от всего объема руды. При этом в верхней и северной части рудного тела преобладает массивный хромит, а в нижней и южной — «бобовые» руды. Значительно меньшую распространенность на месторождении имеет бедный мелкозернистый вкрапленник. Он отмечен лишь в южной части рудного тела. Здесь же отмечается присутствие среди «бобовых» руд участков, сложенных «рябчиковым» хромитом.

Строение рудного тела в целом характеризуется довольно сложной морфологией с большим числом пережимов, включений пустых пород, реже — раздувов как в плане, так и в разрезе. Мощность серпентинитовой оторочки меняется от долей метра до 5–6 м. В строении рудного тела наблюдается симметричная зональность, проявленная в закономерной смене от центра к периферии массивного грубозернистого хромита нодулярным и далее — редкой сетью (штокверком) рудных прожилков, сложенных нодулярными рудами. Наличие рудных штокверков в оторочке рудного тела наиболее характерно для участков с наибольшей мощностью рудовмещающих дунитов.

По линии разреза А (рис. 4.11 Б) в приповерхностной зоне рудное тело имеет мощность более 2 м, центральная часть сложена массивным хромитом (1,5–1,7 м), периферия — нодулярным (по 0,2–0,3 м). Мощность рудного тела с глубиной резко уменьшается: на глубине 2 м она составляет 1,5 м, на глубине 4 м — всего 0,5 м. На уровне 2,8 м наблюдается раздвоение тела и отход апофизы мощностью 0,3–0,5 м с противоположным падением (СВ $\angle 70^\circ$) протяженностью 1,5 м. На глубине от 4 до 8 м рудное тело имеет относительно выдержанную мощность 0,5–0,6 м, из них на массивный хромит приходится 0,35–0,4 м, на нодулярный — 0,15–0,2 м. Выклинивание рудного тела происходит на глубине 8 м.

По линии разреза Б (рис. 4.10 Б) в приповерхностной зоне рудное тело имеет мощность 1,4–1,6 м, через 1 м на глубину она резко увеличивается до 2 м. Строение тела в верхней части разреза в целом аналогично описанному для линии А. На глубине 4 м зафиксирован пережим рудного тела. Затем руда вновь появляется через 0,5–0,8 м,

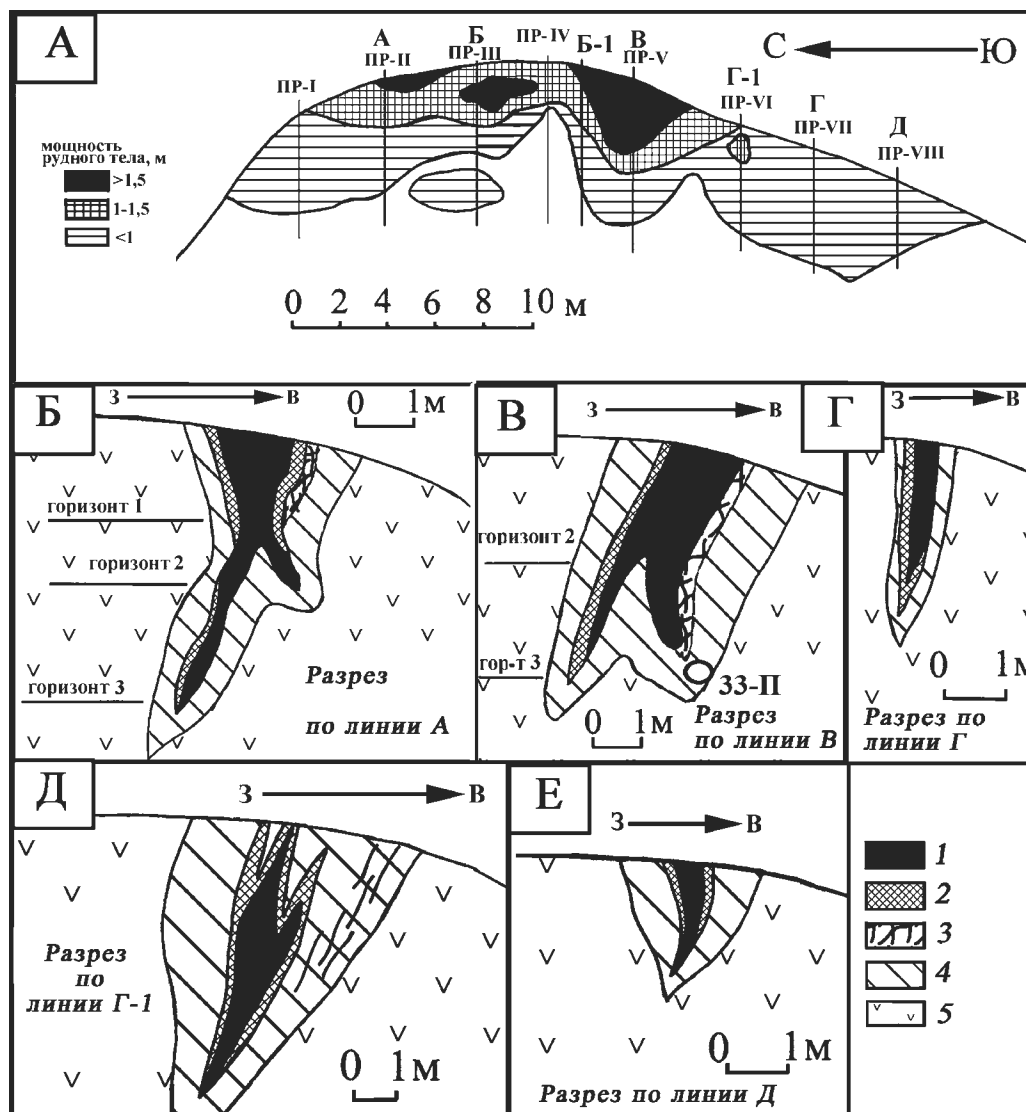


Рис. 4.11. Продольный (А) и поперечные (Б–Е) разрезы через рудное тело месторождения № 33
 Условные обозначения (для Б–Е) см. на рис. 4.10

имеет мощность в среднем 0,5 м. Характерной особенностью строения этой части рудного тела является наличие с обеих сторон оторочки из описанного выше «рудного штокверка».

На участке между точками Б и Б-1 на глубине 1–1,5 м наблюдается пережим рудного тела и деление его на две части — северную и южную. После пережима (линия Б-1) мощность рудного тела составляет около 1 м практически на всем его протяжении на глубину. На глубине 3 м происходит изменение направления падения тела на противоположное (СВ) при сохранении угла падения (примерно 60°). На уровне 4 м от основного рудного тела отходит короткая (1,5 м) и маломощная (0,2–0,25 м) апофиза, окруженная «рудным штокверком» общей мощностью до 0,5 м. На уровне 5 м снова происходит изменение направления падения рудного тела. Оно становится практически вертикальным со слабым наклоном к ЮЗ (∠70–80°).

Примерно с этого же уровня в строении тела наблюдается симметричная зональность, обусловленная тем, что центральная часть его сложена массивным хромитом (мощность в среднем 0,3–0,4 м), а фланги — крупнонодулярным густовкрапленным хромитом (средняя суммарная мощность 0,5–0,6 м). На участке 8–9 м происходит выклинивание рудного тела с 1 м до 0.

В приповерхностной части по линии разреза В (рис. 4.11 В) наблюдается максимальная мощность рудного тела. Массивный хромит, слагающий центральную часть тела, имеет мощность 1,8–2 м, мощность западной оторочки, представленной густовкрапленным нодулярным хромитом, около 0,2 м. На восточной периферии тела развита сеть рудных прожилков мощностью до 0,5 м. Подобное строение рудное тело имеет до глубины 2,7 м, затем происходит его раздвоение на две примерно равные апофизы.

4.1.1.4. Южный Крака

Западная имеет те же элементы залегания, что и главное рудное тело (ЮЗ $\angle 70^\circ$), а восточная падает на СВ под тем же углом ($60-70^\circ$). Средняя мощность западного рудного тела составляет 0,5 м при соотношении массивного и нодулярного хромита 2/3. С глубиной в строении западного тела резко увеличивается роль бобовых руд, и к точке выклинивания на 6,5 м они составляют 100%. Мощность восточного рудного тела 0,6–0,7 м и оно практически полностью сложено массивным хромитом. Оторочка из рудного штокверка по восточной периферии тела сохраняется практически до его выклинивания.

В промежутке между восточным и западным рудными телами на уровне 5 м появились очень плотные вмещающие породы, наблюдается четкая обратная зависимость между крепостью вмещающих пород и наличием вблизи богатых рудных тел.

В приповерхностной части по линии Г–1 (рис. 4.11 Д) рудное тело представлено узкими проводниками мощностью 0,3–0,5 м, которые разделены включениями серпентинитов такой же мощности. Преимущественным распространением до глубины 3 м в данном разрезе пользуется нодулярный хромит. Начиная с уровня 2,5 м, включения пустых пород исчезают и наблюдается небольшой раздув тела до 1,4 м, но затем оно довольно быстро выклинивается на участке 3–5,5 м от 1 м до 0. Строение рудного тела симметрично-зональное. Центр сложен массивным хромитом (0,2–1 м), периферия — нодулярным (около 0,2 м).

По линии Г (рис. 4.11 Г) наблюдается самое простое строение рудного тела. Восточная его часть сложена массивным хромитом (мощность 0,5 м), западная — нодулярным (мощность 0,3 м), падение практически вертикальное. Выклинивание тела происходит на участке 2,5–4,2 м с 0,8 м до 0. По линии Д (рис. 4.11 Д) рудное тело сложено массивным хромитом, выклинивающимся на глубине 2 м с 0,8 м до 0.

Таким образом, месторождение № 33 представляет собой удлиненную линзу с многочисленными раздувами и пережимами, а также апофизами. Оно может быть «разложено» на серию более мелких параллельных линз. Вероятнее всего, подобное строение рудного тела обусловлено раздавливанием вмещающих дунитов с включенными в него хромитами при интенсивном поперечном сжатии. При этом пластичные зерна оливина выжимались из интерстиций между более компетентными (вязкими) зернами хромшпинелидов. В более мелком масштабе это выразилось в выжимании дунитов из межбужинных пережимов при резком сокращении их мощности и сближении хромитовых сегрегаций (будин) до соприкосновения. Окружающие перидотиты при этом играли роль экранирующих поверхностей, являясь более компетентными по сравнению с дунитами.

Наибольшее число хромитопоявлений массива Южный Крака сосредоточено в его юго-западной части, которая включает в себя Апшакскую и Малобашартговскую площади. В состав первой входят месторождения и рудопроявления Ашкарской, Апшакской и Ситновской групп, Саптарат и др., в состав второй — им. Менжинского, Малый Башарт, Муромцево, Асю, Бала-Елга и др. Хромитопоявления обеих площадей приурочены к дунитам, залегающим в гарцбургитах и дунит-гарцбургитовом комплексе.

За пределами указанных выше площадей на массиве Южный Крака встречаются отдельные, иногда довольно крупные объекты. К ним относятся месторождение им. Коминтерна, расположенное вблизи северной границы массива, и месторождение Большой Башарт, находящееся восточнее Апшакской площади, вблизи контакта западного блока массива с вмещающими породами.

Месторождение Большой Башарт находится на левом борту одноименного ручья в 4 км западнее д. Саргая. Оно известно с 80-х годов XIX века, здесь заложен карьер длиной 160 м, шириной в северо-западной части 24 м, в юго-восточной — 60 м, максимальная высота его северо-восточного борта составляет 30 м. Из северо-восточного борта карьера пройдено несколько разведочных и эксплуатационных штолен с камерами. С разведочной целью пройден ряд шурфов и канав, пробурено 7 скважин колонкового бурения. Разведку месторождения в 1930-е годы вели отряды Н.П. Спорова [1934 г.], П.Г. Фарафонтъева [1937 г.] и др.

Месторождение расположено на восточной периферии западного блока массива Южный Крака и приурочено к пологозалегающему дунитовому телу мощностью около 30 м среди гарцбургитов. Оруденение представлено серией хромитовых жил, залегающих субсогласно как с вмещающими их дунитами, так и с дунит-гарцбургитовой полосчатостью (рис. 4.12). Наряду с наиболее выдержанной по простиранию основной жилой, рудоносная зона включает в себя множество прерывистых жил и шлиров хромитов. Наиболее интенсивное оруденение приурочено к нижней части дунитового тела, угол падения хромитов и вмещающих пород изменяется от 20° юго-восточнее карьера до $5-10^\circ$ в центральной и 15° в северо-западной его частях, азимут падения $210-230^\circ$ (рис. 4.13). Длина рудной зоны по простиранию достигает 250 м, ширина до 100 м.

Внутреннее строение рудной зоны определяется наличием в дунитах серии субпараллельных, часто сливающихся и разветвляющихся рудных прожилков мощностью 0,1–0,4 м, промежутки между которыми заполнены безрудными дунитами, либо редким вкрапленным соизмеримой мощности (рис. 4.14). По данным П.Г. Фарафонтъева

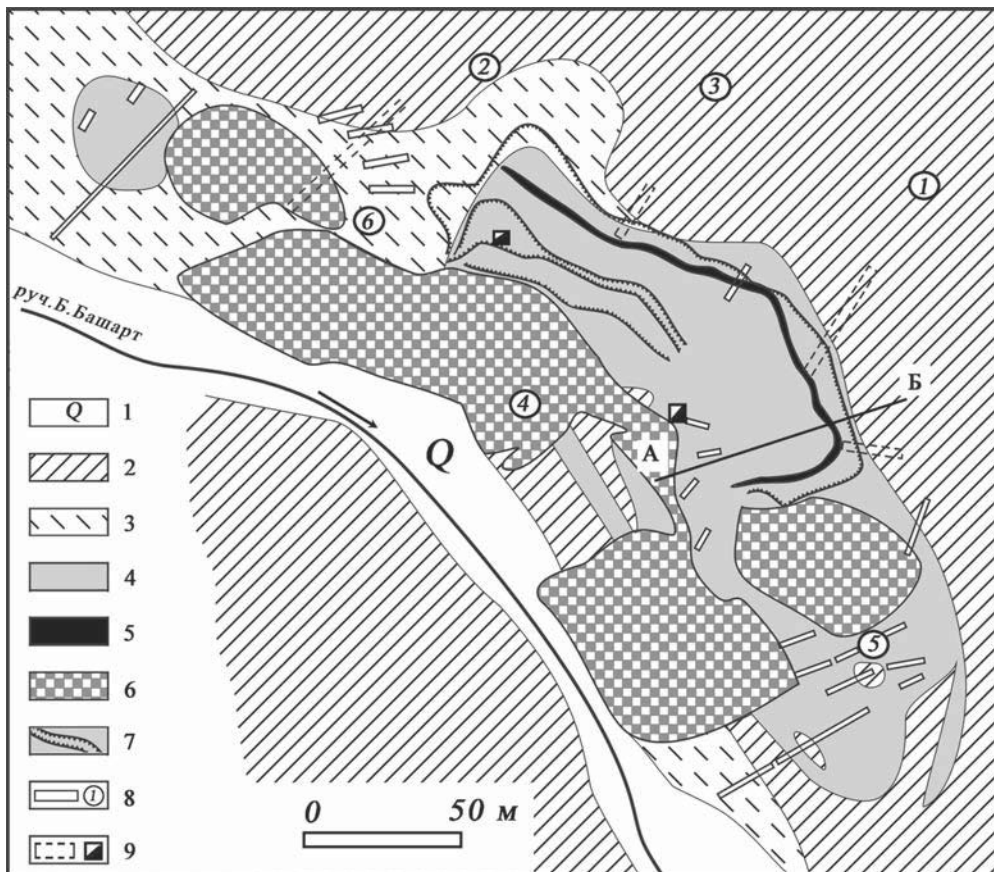


Рис. 4.12. Схема геологического строения месторождения Большой Башарт. По П.Г. Фарафонтьеву [1937 г.]

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения, 2 — шпинелевые перидотиты (преимущественно гарцбургиты), 3 — серпентиниты (преимущественно алоперидотитовые) со шлирами серпентинизированных дунитов, 4 — дуниты, 5 — хромиты, 6 — отвалы, 7 — контуры эксплуатационных выемок, 8 — канавы, скважины и их номера, 9 — штольни и шурфы

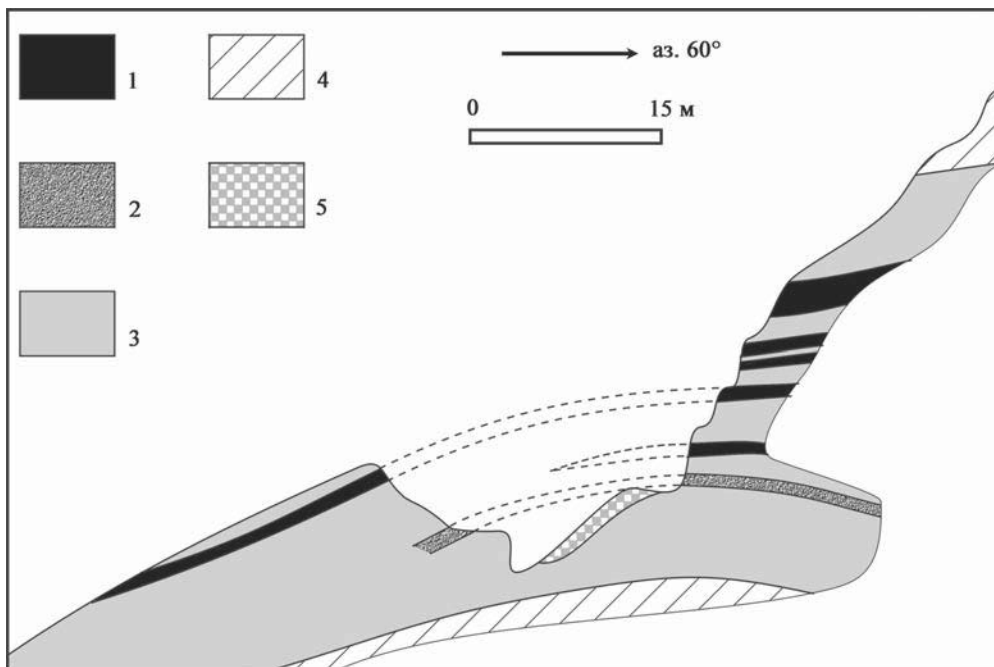


Рис. 4.13. Поперечный разрез через юго-восточную часть месторождения Большой Башарт (линия АБ на рис. 4.12). По Н.В. Павлову, И.И. Григорьевой-Чупрыниной [1973]

Условные обозначения: 1–2 — хромиты (1 — преимущественно массивные, 2 — преимущественно густовкрапленные); 3 — дуниты; 4 — гарцбургиты; 5 — отвалы

[1937 г.], мощность отдельных рудных жил в центральной части месторождения достигала 1 м. Общая мощность главной рудной зоны в среднем составляет около 2 м, раздувы рудной зоны связаны с местами ее антиклинальных перегибов [Фарафонтъев, 1937 г.]. Следует отметить, что внутреннее строение рудной зоны усложняется с северо-запада на юго-восток. В северо-восточной стенке карьера, расположенного в северо-западной части месторождения, хорошо видно, что рудная зона состоит из серии параллельных хромитовых прослоев.

В юго-восточной части карьера наблюдается небольшое флексуроподобное поднятие рудного

горизонта амплитудой 1–1,5 м и его выполаживание. Отмечается также, что в отдельных случаях маломощные рудные прожилки пересекают дунит-гарцбургитовую полосчатость [Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973]. Здесь же нами наблюдалось слияние почти под прямым углом основной субгоризонтальной жилы и вертикальной с образованием небольшого рудного столба. В стенках штолен и в самом карьере наблюдается будинирование как хромитовых жил, так и вмещающих дунитов (рис. 4.14).

На месторождении Большой Башарт преобладают массивные и густовкрапленные руды, в подчиненных количествах присутствуют средне-

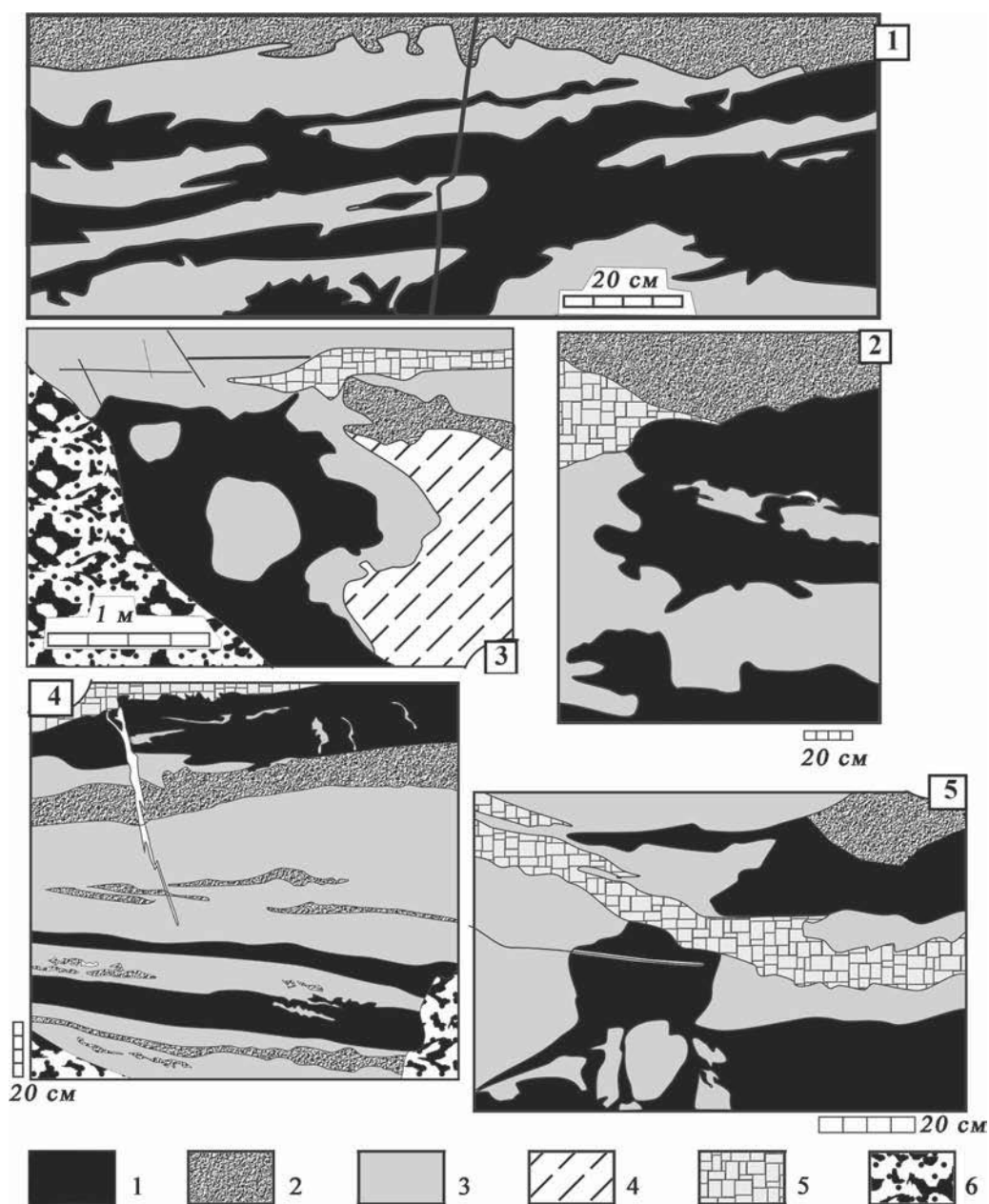


Рис. 4.14. Внутреннее строение рудной зоны месторождения Большой Башарт

Условные обозначения: 1–2 — хромиты массивные (1) и густовкрапленные брекчиевидные (2), 3 — дуниты, 4 — серпентиниты, 5 — зоны дробления, 6 — свалы

и бедновкрапленные хромиты. Текстуры типы вкрапленных руд разнообразны. Наиболее часто встречаются полосчатые разновидности. Полосчатость обусловлена различными причинами: струйчатым расположением агрегатов хромшпинелидов, различной плотностью вкрапленности, чередованием рудных полос и дунитов и т. д. Довольно широко развиты шлировые и такситовые разновидности руд, встречаются также нодулярные хромиты с размерами нодулей от 2–5 мм («маковые») до 5–15 мм («бобовые»).

Для внутреннего строения рудных прожилков характерна разномасштабность. Преобладают хромиты панидиоморфнозернистой, крупнозернистой структуры, реже встречаются среднезернистые и грубозернистые (до 1–2 см) руды, менее всего в пределах месторождения мелкозернистых (0, n–1 мм) разновидностей, они чаще всего слагают редковкрапленные руды и образуют акцессорную вкрапленность в дунитах.

В хромитах месторождения Большой Башарт в значительной степени проявлены явления будинажа как на макро-, так и на микроуровне. При изучении штучных хромитовых руд отмечается, что рудные агрегаты массивного и густовкрапленного сложения образуют многочисленные линзы, часто сливающиеся в обособления сложной морфологии, причем их длинные оси всегда ориентированы вдоль «генеральной» полосчатости руд и вмещающих гипербазитов.

В штучках и шлифах иногда запечатлен процесс образования округлых агрегатов хромшпинелидов: роль «затравки» выполняют агрегаты массивного строения и крупнозернистой структуры либо отдельные крупные зерна хромшпинелидов, вокруг которых начинают «вращаться» цепочки более мелких зерен, попавшие «под гравитационное влияние» первых. Постепенно рудный агрегат разрастается подобно снежному кому, аккумулируя все больше зерен хромшпинелидов. В некоторых случаях наблюдается обратный процесс — дезинтеграция крупных агрегатов, перегруппировка зерен и их частей. Форма рудных зерен, как правило, пан- или гипидиоморфная, при слиянии в агрегате зерна максимально приспособляются друг к другу, игнорируя более податливый оливин, который отжимается из интерстиций. Интенсивность «отжима» силикатной составляющей из рудных агрегатов увеличивается по мере роста плотности вкрапленности.

Минералогический состав руд довольно однообразен. Рудный минерал представлен высокохромистой разновидностью шпинели — алюмохромитом, содержание Cr_2O_3 в котором варьирует в пределах 52–57%. В массивных рудах интерстиции между хромшпинелидами заполнены преимущественно серпентином (хризотилом и лизардитом), реже встречаются карбонаты и хромхлорит.

По трещинам, наряду с хризотилом, развивается также лучистый карбонат (магнезит?). В составе вкрапленных руд повышается роль минералов группы серпентина, образовавшихся на месте оливина, и брусита, встречаются также реликтовые зерна оливина, как в основной массе, так и в виде пойкилитовых включений в хромшпинелидах.

Вмещающие дуниты в значительной степени серпентинизированы (80–100%), основную массу породы слагает петельчатый лизардит (\pm брусит \pm магнетит), в подчиненных количествах встречаются реликтовые зерна высокомагнезиального оливина (Fe_{8-10}). Акцессорные хромшпинелиды дунитов также высокохромистые (алюмохромит), они образуют преимущественно мелкие (0, n–1 мм) идиоморфные выделения, просвечивающие в проходящем свете густым красно-коричневым цветом. Метаморфизм как акцессорных, так и рудных хромшпинелидов невысокий, каемки хроммагнетита вокруг рудных зерен слабо выражены либо вовсе отсутствуют.

Окружающие гарцбургиты серпентинизированы значительно слабее по сравнению с рудовмещающими дунитами. В них сохранились реликты как магнезиального оливина, так и ромбического пироксена. Но основную массу породы здесь также слагает вторичная ассоциация минералов, среди которых преобладает лизардит, образующий петельчатые выделения на месте оливина и баститовые псевдоморфозы по ортопироксену. Хромшпинелиды гарцбургитов, в отличие от дунитов и хромитов, характеризуются пониженной хромистостью (32–34% Cr_2O_3), более высокими содержаниями глинозема (30–32% Al_2O_3) и относятся к хромпикотиту [Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973]. По мере удаления от рудной зоны сильно серпентинизированные гарцбургиты быстро сменяются массивными перидотитами с незначительной степенью серпентинизации (10–30%). Наряду со шпинелевыми, здесь развиты шпинель-плаггиоклазовые разности пород.

Запасы месторождения подсчитаны на момент окончания эксплуатации П.Г. Фарафонтьевым [1937 г.]. По его данным, в недрах осталось 9057 т хромитов, из них руды I сорта (45% Cr_2O_3) составляют 6554 т, II (36% Cr_2O_3) и III (25% Cr_2O_3) сорта — соответственно 1342 т и 1161 т. В отвалах карьера находится около 18000 т хромитов, что составляет около 10% от их объема [Фарафонтьев, 1937 г.]. Химический состав главных типов руд приведен в табл. 4.1. В большинстве проб содержание окиси хрома превышает 40%, а среднее значение $Cr_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ составляет 3,26.

Месторождение им. Менжинского расположено на правом борту руч. Лев. Бала-Елга, правого притока р. Узьян Южный. Оно открыто в 1931 г. партией С.Ф. Тиховидова по сообщению местных жителей. Изучалось на протяжении нескольких лет С.Ф. Ти-

Качественный состав хромитов месторождения Большой Башарт

№ п/п	Cr ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃ /FeO
1	45,41	12,43	7,8	18,1	4,6	3,65
2	50,35	13,38	5,0	18,6	11,1	3,76
3	47,03	15,56	4,8	17,4	11,3	3,15
4	51,05	4,23	2,1	15,0	15,2	5,2
5	45,74	12,06	7,4	12,1	13,1	3,8
6	24,34	8,71	15,3	27,0	7,9	2,8
7	36,32	11,46	10,7	18,0	9,7	3,17

Примечание: данные П.Г. Фарафонтьева [1937 г.]

ховидовым [1932 г.], П.Г. Фарафонтьевым [1937 г.], позднее — Е.А. Шумихиным [1979 г.] и др. С поверхности участок месторождения изучен при помощи более чем 200 канав, на глубину оруденение изучено скважинами колонкового бурения.

Месторождение приурочено к дунитовому телу мощностью от 35 до 60 м, простирающемуся по азимуту 315–330° более чем на 1000 м. Геоморфологически дунитовое тело протягивается от водораздельной части хребта на северо-западе до уреза воды руч. Лев. Бала-Елга на юго-востоке, перепад высот не менее 150 м. Месторождение разбито разрывным нарушением на два неравных блока (участка): юго-восточный и северо-западный (рис. 4.15).

Рудовмещающие дуниты большей частью полностью превращены в α-лизардитовые серпентиниты с петельчатой структурой (обр. ЮК-1675, 1679/2, 1681/2, 1691/5, 1692/1, 1696/1, 1697). Степень серпентинизации изменяется от 70 до 100%, причем максимальна она в непосредственной близости от рудного тела (рис. 4.16). Первичный оливин образует в дунитах зерна трех морфологических типов, причем большая часть породы сложена крупными изометричными (0,8–1,2 мм) и огибающими их удлиненными зернами с отношением длины к ширине 4–6 (длина до 5 мм, ширина 0,5–0,8 мм). Незначительную площадь занимают мелкие изометричные и слегка удлиненные зерна оливина (менее 0,5 мм). Практически всегда для оливина характерны ксеноморфные, реже — гипидиоморфные выделения (рис. 4.17). Акцессорные хромшпинелиды дунитов обладают чаще идиоморфными очертаниями и встречаются в виде либо единичных мелких зерен (0,05–0,2 мм, редко до 0,5 мм), либо образуют «сгустки» сплошного строения, сложенные более крупными зернами (0,3–0,4 мм). Хромшпинелиды по составу сходны с рудообразующими, в проходящем свете обладают темно-красно-коричневой окраской, реже — оранжево-коричневой.

Дунитовое тело залегает среди шпинелевых перидотитов, среди которых преобладают гарцбургиты. Степень серпентинизации перидотитов значительно ниже, чем рудовмещающих дунитов (50–

70%). Интересно отметить, что среди гарцбургитов вне рудной зоны присутствуют тела дунитов небольшой мощности, степень серпентинизации в них имеет промежуточные значения (65–80%) по сравнению с рудовмещающими дунитами и перидотитами (рис. 4.16). Перидотиты состоят на 20–30% из ромбического пироксена и на 65–75% из оливина, в небольших количествах во всех образцах присутствуют хромшпинелиды (2–5%). В породах иногда фиксируется примесь диопсида до 3–5% (обр. ЮК-1672, 1693, 1698).

Энстатит обычно образует изолированные выделения таблитчатой, реже — призматической формы, часто они вытянуты в цепочки. Размеры их близки во всех изученных образцах и составляют 0,6–1,2 мм, отношение длины к ширине не превышает 2:1. Во многих шлифах хорошо видно, что выделения энстатита представляют собой разделенные фрагменты первичных, более крупных зерен, в результате хрупкой деформации расколотых и растащенных (рис. 4.17). В отдельных случаях фиксируется округлая (нодулярная) форма порфинокласт пироксенов, которые облекаются изогнутыми и удлиненными зернами более пластичного оливина (рис. 4.17). Подобные соотношения могли возникнуть лишь в результате тектонического течения с вращением.

Морфология зерен оливинов в перидотитах выражена намного лучше, чем в дунитах, благодаря значительно меньшей степени серпентинизации пород. Здесь оливин присутствует также в виде трех морфологических типов, описанных выше. Практически во всех образцах отмечается минеральная сланцеватость, обусловленная ориентированными в одном направлении агрегатами зерен оливина, хромшпинелида и цепочками таблитчатых порфинокласт пироксенов. Хромшпинелиды обладают светло-оранжево-желтой окраской в проходящем свете, что указывает на их более высокую глиноземистость по сравнению с аналогичными минералами дунитов и рудных тел. Для них характерны ксено- и гипидиоморфные выделения, размер которых изменяется от 0,1 до 1 мм. В отдельных шлифах в ассоциации с хромшпинелидами отме-

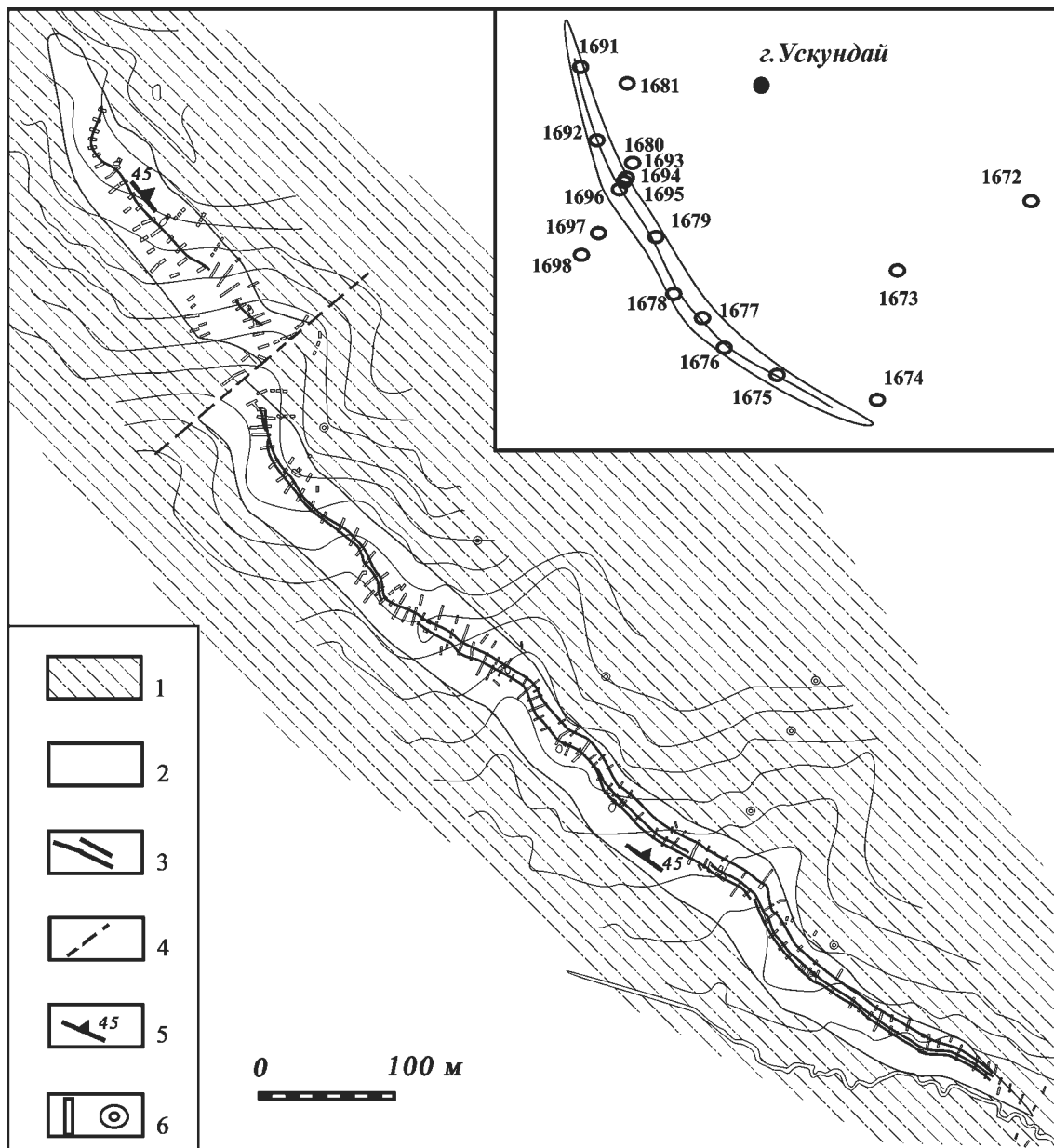


Рис. 4.15. Схема геологического строения месторождения им. Менжинского. По С.Ф. Тиховидову [1932 г.] и П.Г. Фарафонтьеву [1937 г.]

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — рудные тела, 4 — разрывные нарушения, 5 — элементы залегания полосчатости в рудных телах, 6 — каналы, скважины. На врезке — положение отобранных проб

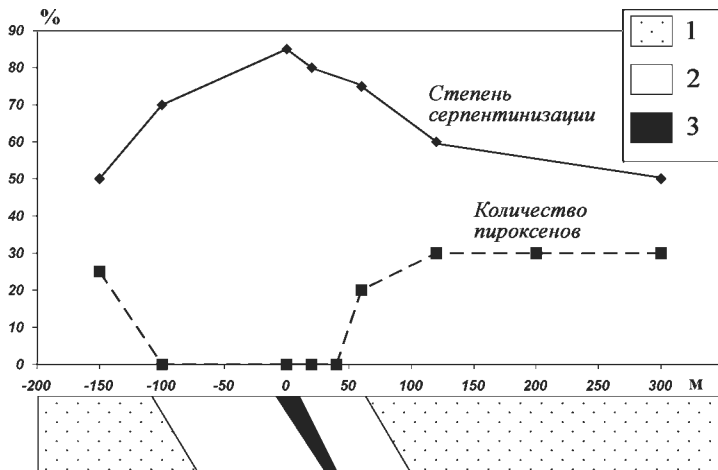


Рис. 4.16. Зависимость минерального состава и степени серпентинизации вмещающих пород от расстояния до рудного тела на месторождении им. Менжинского

Условные обозначения: 1 — перидотиты, 2 — дуниты, 3 — хромиты

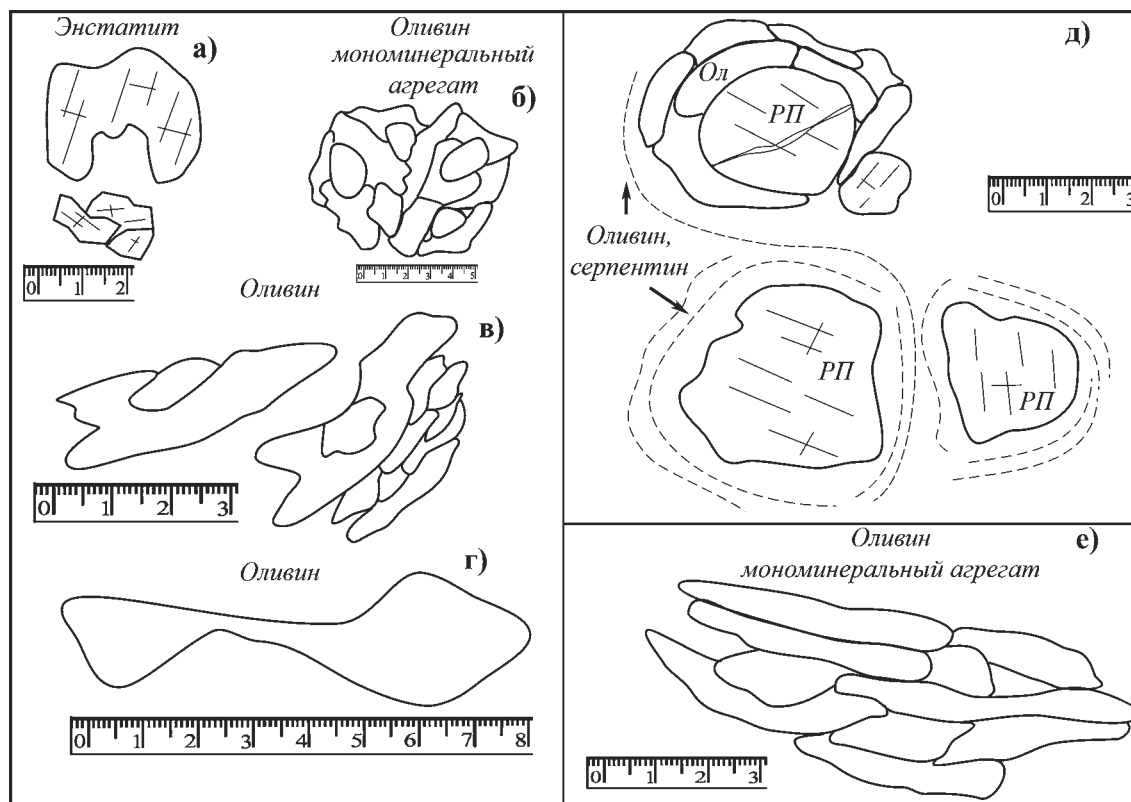


Рис. 4.17. Типичные формы выделения оливина и ромбического пироксена в рудовмещающих гипербазитах месторождений № 33 и им. Менжинского

чается пелитизированный плагиоклаз, содержание его достигает 3–4%.

На месторождении им. Менжинского оруденение представлено несколькими параллельными жилами хромитов мощностью от 0,1 до 1,5 м (в среднем 0,3–0,5 м), приуроченными к центральной части дунитового тела. Наиболее выдержанными по простиранию в юго-восточной части месторождения являются три жилы (протяженность их около 700 м), в северо-западной части — одна (длина около 250 м). Простирание хромитовых тел согласно с простиранием рудовмещающих дунитов, падение крутое северо-восточное (аз. пад. 45–60°, $\angle 45$ –50°).

Прослеживание рудных тел на глубину показало, что наиболее выдержанным по падению является нижнее (южное) рудное тело (185 м), верхнее и среднее рудные тела выклиниваются на глубинах от 20 до 50 м. Несмотря на отмечающуюся многими исследователями пестроту текстурно-структурных типов хромитов [Шумихин, 1979 г.], для всех них характерной особенностью является полосчатость руд, обусловленная, с одной стороны, цепочечным расположением зерен хромшпинелидов, а с другой — чередованием полос различного состава, обусловленного густотой вкрапленности и зернистостью рудных минералов. Реже встречаются массивные, такситовые (пятнистые) и убоговкрапленные руды.

Для месторождения характерен довольно простой минеральный состав руд. Хромшпинелиды представлены высокохромистой разновидностью с содержанием Cr_2O_3 55–62%, метаморфизм практически не проявлен. Из нерудных минералов чаще всего встречаются оливин, апооливиновый серпентин (α -лизардит) и брусит, являющиеся главными породообразующими минералами рудовмещающих серпентинизированных дунитов. В незначительных количествах в составе руд отмечены хлорит, карбонаты, пироаурит [Шумихин, 1979 г.].

Наибольшим распространением на месторождении пользуются густовкрапленные руды с содержанием Cr_2O_3 35–45% и средним отношением $\text{Cr}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) = 3,4$ (табл. 4.2). Запасы месторождения, подсчитанные различными методами С.Ф. Тиховидовым [1932 г.], П.Г. Фарафонтьевым [1937 г.] и Е.А. Шумихиным [1979 г.], составляют от 150 до 200 тыс. т.

Малобашартовская площадь расположена в южной части западного блока массива Южный Крака, юго-западнее месторождения им. Менжинского. Хромитовое оруденение здесь приурочено к полосовидным в плане телам дунитов, залегающим среди гарцбургитов. Для данной площади характерно наличие хромитопроявлений среднегустовкрапленных руд (25–45% Cr_2O_3), образующих тела малой мощности (обычно 0,1–0,5 м), но значительной протяженности.

Качественный состав хромитов месторождения им. Менжинского

№ п/п	Cr ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃ / (FeO+Fe ₂ O ₃)
1	48,33	17,06	9,32	10,27	–	2,83
2	47,68	13,17	6,0	18,19	7,45	3,62
3	46,54	13,17	5,6	18,37	8,01	3,53
4	46,29	15,46	7,04	17,02	7,75	2,97
5	45,15	11,82	8,2	19,45	–	3,82
6	45,02	12,57	8,0	19,54	8,28	3,58
7	45,02	13,4	7,44	20,71	11,19	3,36
8	44,9	14,37	9,36	15,4	–	3,12
9	44,64	13,4	7,56	20,53	10,32	3,33
10	44,33	13,4	6,24	19,44	14,0	3,31
11	44,26	11,68	8,64	22,68	8,74	3,35
12	43,63	13,02	8,52	19,18	7,84	3,35
13	41,92	11,38	10,64	14,9	–	3,68
14	41,35	12,87	10,72	19,81	8,68	3,21
15	40,97	13,17	10,24	16,88	–	3,11
16	39,36	12,62	–	–	–	3,12
17	38,65	12,24	11,52	23,14	10,4	3,15
18	38,3	11,97	11,32	22,98	8,78	3,2
19	31,58	11,82	14,68	21,7	6,78	2,67
20	29,55	10,25	15,16	26,83	7,92	2,88

Примечание: данные П.Г. Фарафонтьева [1937 г.]

Месторождение Малый Башарт было открыто в начале 1930-х годов XX века партией С.Ф. Тиховидова. Первоначально на рудопроявлении выделялось 6 отдельных участков. Проведенные нами в период 2002–2003 гг. работы на III–VI участках позволили увязать разрозненные выходы хромитовых руд в единую зону, поэтому в настоящее время целесообразно рассматривать отдельно проявления Малый Башарт I, II и III–VI.

Участок Малый Башарт I находится на восточном склоне хребта, протягивающегося с юго-запада на северо-восток между долинами рек Мал. Башарт и Асю. Здесь сохранились два эксплуатационных карьера, штольня, шурф и 8 канав (рис. 4.18 А). Рудное тело имеет жилообразную форму с простиранием 290–300° и падением на северо-восток под углом, близким к 45°. Мощность тела изменяется от 0,4 до 0,7 м. Руда представляет собой среднезернистый густой неравномерный вкрапленник, переходящий местами в массивный хромит. В средней части тела среднее содержание хромшпинелидов составляет около 70%, к краям жилы оно постепенно уменьшается до 50% и менее, вкрапленность становится неравномерной, образует неправильные сгущения, окруженные безрудными участками. Трещинки в руде заполнены карбонатами, часто представленными пластинками и радиальными иголочками кальцита. Содержание окиси хрома в рудах варьирует в пределах 21–35%. Вмещающими породами являются дуниты и аподунитовые серпентиниты, образующие

маломощную (первые метры) оторочку вокруг рудных тел и переходящие далее в гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты.

Участок Малый Башарт II находится в 150 м к северу-востоку от участка I на противоположном пологом склоне хребта, эксплуатировался Башхромитом до 1933 г. Вскрыт врезкой, расположенной поперек хребта и заканчивающейся неглубокой штольней с небольшими рассечками в обе стороны, на участке пройдено 13 канав (рис. 4.18 Б).

Рудное тело характеризуется жилообразной формой, протяженностью около 30 м и видимой мощностью до 1 м, но быстро выклинивается с глубиной на расстоянии около 10 м. Врезкой и штольней вскрыта зона сдвига, по которой жила хромита взброшена по линии, близкой к ее простиранию, амплитуда взброса не менее 7,5 м.

Хромит представлен редким вкрапленником со струйчатыми сгущениями, достигающими по мощности нескольких сантиметров. Струйки сложены или очень крупнозернистыми хромшпинелидами или скоплениями таких же мелких зерен, что и основная масса вкрапленника. В штольне по трещинкам заметны скопления тонкозернистого, почти сплошного хромита. В приповерхностной зоне руда дезинтегрирована и ожелезнена; вблизи зоны нарушения наблюдается интенсивная карбонатизация. Содержание Cr₂O₃ в штуфных пробах составляет в среднем 35%.

Участки III–VI расположены цепочкой сверху вниз вдоль долины ручья Малый Башарт, на его

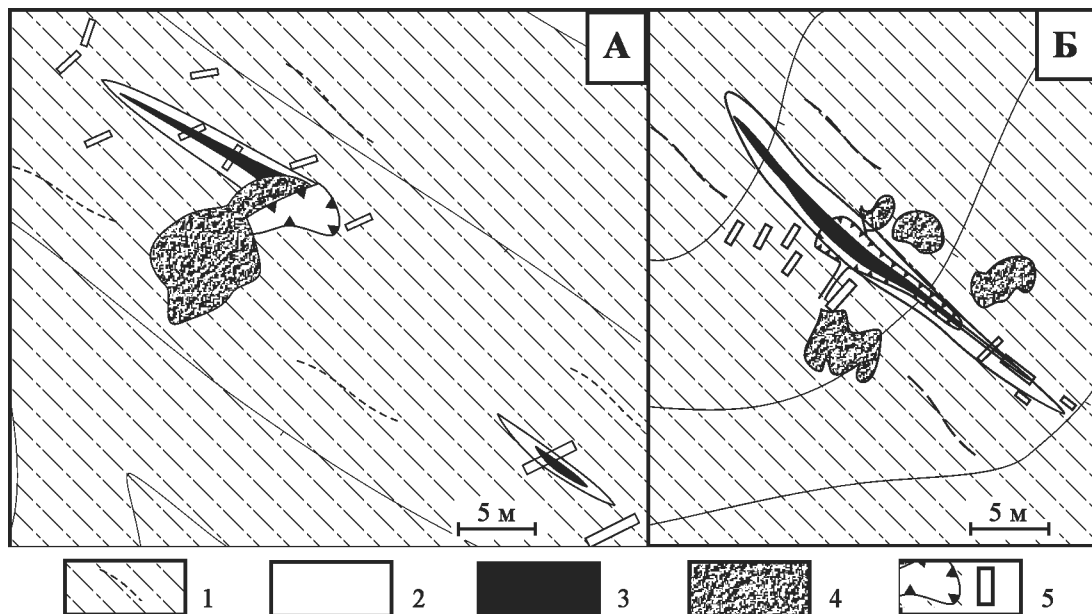


Рис. 4.18. Схема геологического строения рудопоявлений Малый Башарт I (А) и II (Б). По П.Г. Фарафонтьеву [1937 г.]
Условные обозначения: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — хромитовые тела, 4 — отвалы, 5 — контуры карьеров и каналов

левом борту. В настоящее время их следует рассматривать как единый объект (рис. 4.19). Месторождение открыто партией С.Ф. Тиховидова [1932 г.] и разрабатывалось Союзхромитом в период 1930–33 гг.

Участок Малый Башарт III расположен в 1,5 км на восток от участков Малый Башарт I и II и представляет собой ряд вскрытых и в большей своей части выработанных хромитовых тел на склоне хребта. На участке пройдено три эксплуатационных выемки (карьера) размерами до 25×5×5 м и около 20 каналов.

На участке развиты тела хромитов мощностью от 0,1 до 0,4 м, в строении их преобладают густо-вкрапленные разновидности с содержанием Cr_2O_3

30–40%. В отдельных случаях встречаются зоны с бедной вкрапленностью, мощность их до 1,5 м. Ранее отработаны наиболее богатые части рудных тел, где мощность густо-вкрапленных и массивных хромитов достигала 1 м.

Хромиты залегают в дунитовом теле, содержащем многочисленные маломощные включения гарцбургитов. Ширина выхода дунитового тела на поверхности составляет до 70–80 м, простираение дунитов и хромитов субширотное (280–300°). Хромитовые тела имеют субвертикальное падение. Прогнозные ресурсы по трем основным рудным телам, предполагая, что основные параметры оруденения сохраняются до глубины 10 м, составляют 3 800 т.

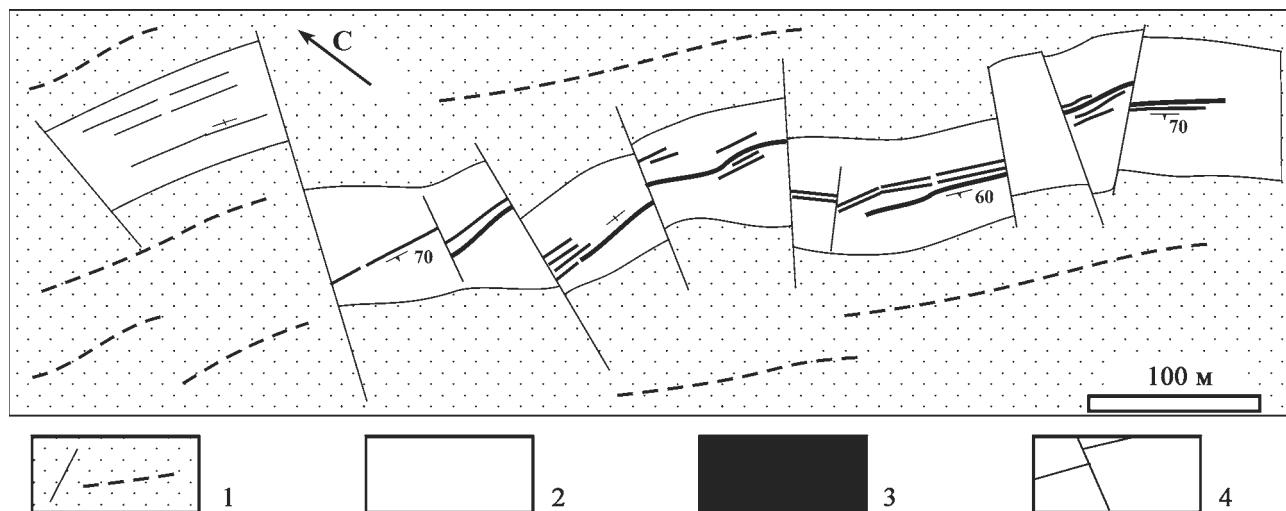


Рис. 4.19. Схема геологического строения месторождения Малый Башарт (участки III–VI)
Условные обозначения: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — рудные тела, 4 — разрывные нарушения

Участок Малый Башарт IV находится в 200 м к юго-юго-востоку от участка 3 на крутом склоне хребта с топоотметкой 578,1 м. Месторождение вскрыто двумя карьерами с заложенными из них штольнями. Оба карьера вытянуты в юго-восточном направлении и имеют размеры: северный 17×2,5 м; южный 22×2,0 м. Глубина обоих карьеров около 5 м, длина штольни, пройденной из северного карьера — 11 м; из южного — 4 м.

На данном участке имеется два рудных тела мощностью 0,2–0,75 м с простиранием СЗ 290–300° и крутым падением на юго-запад. Руда характеризуется грубополосчатой текстурой с участками такситового сложения, иногда пересекается прожилками серпентина с очень редкой вкрапленностью хромитовых зерен; прожилки часто имеют струйчатый характер, выклиниваются, переплетаются, изменяют свою мощность. Последняя колеблется от нескольких миллиметров до сантиметра. На забое штольни руда становится более массивной и переходит в массивный хромит. В южной штольне встречен массивный мелкозернистый сажистый хромит. Содержание окиси хрома в руде, по данным штуфного опробования, составляет 40–45%.

Участок Малый Башарт V находится в 0,5 км на юго-восток от участка 4 на пологом склоне хребта, в 50–60 м от ручья Малый Башарт. Оруденение вскрыто двумя карьерами, штольней и рядом канав. Юго-восточный карьер имеет размеры 13×5 м и представляет врезку в склоне с северо-восточной стенкой высотой 3,5 м. В юго-западной стенке карьера сохранилась руда, представляющая собой остатки лежачего бока основного хромитового тела, выработанного карьером. Последнее сопровождалось апофизами мощностью до 0,1 м.

Северо-западный карьер имеет длину 21 м и ширину до 5 м; средняя глубина его 2–2,5 м. Руда вскрыта в северо-западном борту этого карьера, где она представлена телом вкрапленника сложной морфологии, участками переходящего в массивный хромит. Оруденение на участке V представлено жилой мощностью 0,5–0,3 м с юго-восточным простиранием и падением на юго-запад под углом 60–70°. Оно сдвинуто в центре на 0,5 м на юго-запад и срезано на северо-западном фланге поперечными сбросами. На данном участке преобладают густовкрапленные руды, переходящие с глубиной в массивный хромит. Текстура чаще всего представлена струйчато-полосчатой разновидностью, структура крупнозернистая.

Между участками IV и V поисковыми работами была подсечена та же рудная зона, что подтвердило предположение П.Г. Фарафонтьева [1937 г.] о наличии здесь единого объекта, вскрытого на флангах. Наиболее крупная жила, характеризующаяся субширотным простиранием (аз. 60°), разбита разломами на блоки. Ее максимальная мощность на поверхности составляет 0,7 м, минимальная —

0,1–0,2 м. Кроме основной жилы был подсечен ряд менее мощных прожилков (до 0,1 м) в 3–8 м северо-восточнее основного тела. Таким образом, на участках Малый Башарт IV–V имеется две рудные зоны: «верхняя», представленная серией маломощных прожилков, и «нижняя» — с жилой густовкрапленного, почти массивного хромита со средней мощностью 0,5 м. Средняя мощность рудной зоны 6 м. Канавы, пройденные севернее и южнее основного тела хромитов с целью возможного подсечения дополнительных зон минерализации, не дали положительного результата.

На данный момент прослеженная с поверхности длина рудной зоны проявления Малый Башарт III–VI составляет более 500 м. Ориентировочные запасы хромитов до глубины 10 м составляют 7,5 тыс. т.

Рудопроявление Асю-II расположено на северо-западном продолжении зоны, в пределах которой находятся месторождения Малый Башарт III, IV, V. Рудные тела имеют протяженность до 40 м при мощности до 0,5 м и сложены густовкрапленным хромитом, простирание их северо-западное по азимуту 300–320°. В верхней части рудные тела имеют падение под углом 80° на северо-восток, с глубиной оно сменяется на вертикальное, а затем на юго-западное. Контакты с вмещающими серпентинизированными дунитами резкие. Часто от основных рудных тел отходят многочисленные апофизы небольшой мощности. Оруденение представлено густо-, средне- и редковкрапленными типами. В шурфах глубиной до 10 м устанавливается, что верхняя часть рудных тел представляет серию маломощных прожилков густовкрапленного хромита; в средней части наблюдается средневкрапленная руда со струйчато-полосчатой текстурой, ниже переходящая в прожилково-вкрапленное оруденение. Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах месторождения составляет 35,6%.

Рудопроявление Муромцево расположено на левом берегу руч. Правый Бала-Елга, правого притока р. Узьян. Оно разведывалось 11 канавами и 2 шурфами на глубину до десяти метров (рис. 4.20). Рудопроявление разделяется на 2 участка — южный и северный. Северный участок представлен рудным телом северо-западного простирания (падение на северо-восток, $\angle 45^\circ$) протяженностью 92 м и мощностью от 0,35 до 1 м (в среднем 0,6 м). Южный участок также характеризуется наличием одного рудного тела протяженностью 28 м при средней мощности 0,56 м с теми же элементами залегания. Оба участка представлены вкрапленными рудами, содержащими от 20 до 80% хромита в выветрелых дунитах. Общие запасы месторождения составляют 5 125 т при содержании Cr_2O_3 от 26 до 49%.

Рудопроявление Бала-Елга находится в 150 м восточнее южного участка рудопроявления

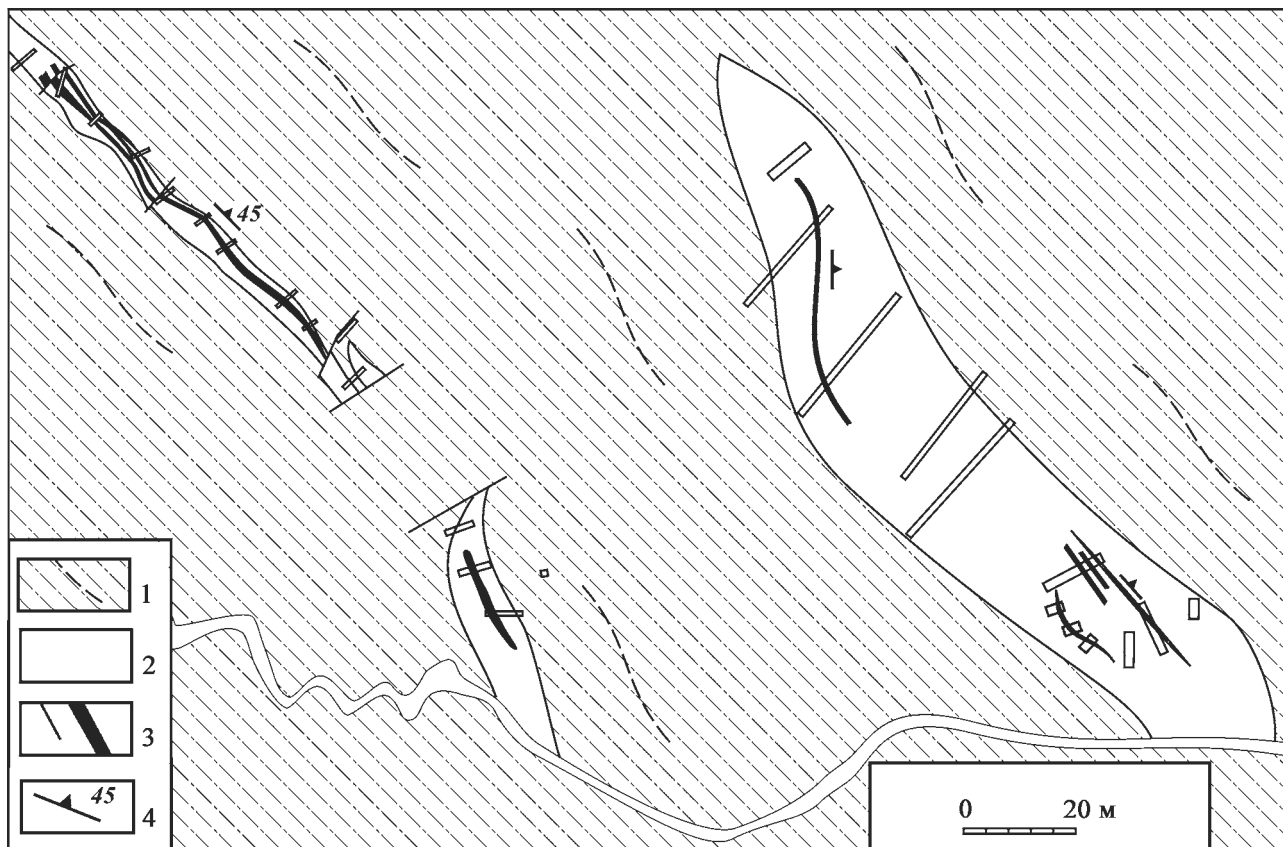


Рис. 4.20. Схема геологического строения месторождений Муромцево и Бала-Елга

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — хромитовые тела, 4 — залегание рудной струйчатости и полосчатости

Муромцево (рис. 4.20). Оруденение было разведано в 30-е годы шестью канавами. В результате были вскрыты жилы хромита мощностью от 0,3 до 1 м северо-западного простирания (аз. пад. 60°). Пройденными северо-западнее участка канавами были также подсечены тела хромита мощностью от 0,2 до 0,4 м с теми же элементами залегания. Руда от средне- до густовкрапленной, среднее содержание окиси хрома составляет 27,5%.

Таким образом, большая часть рудопроявлений Малобашартовской площади приурочена к полосовидным телам дунитов среди гарцбургитов с простиранием $300\text{--}310^\circ$. В южной части площади падение рудных тел преимущественно южное под углом $45\text{--}60^\circ$, в северной части — северное под углом 45° . Для внутреннего строения хромитопроявлений характерны следующие особенности: согласное залегание рудных тел с дунит-гарцбургитовой полосчатостью, преимущественное развитие среднезернистых, разноезернистых структур хромитов, четкая полосчатость в рудных телах.

Апшакская площадь занимает северную часть западного блока массива Южный Крак. Хромитопроявления расположены здесь неравномерно и сконцентрированы в пределах нескольких участков (рис. 4.21).

Участок «Ашкарка» расположен в северной части Апшакской площади (рис. 4.22). Ранее здесь было установлено довольно значительное количество рудопроявлений и точек хромитовой минерализации, характеризующихся хорошим качеством руды, но небольшими запасами [Тиховидов, 1932 г.; Фарафонтъев, 1937 г.]: Ашкарка I, II и III и др. Большинство из них открыто в 1930-е годы партией С.Ф. Тиховидова. Проведенные в 2000–2004 гг. поисковые работы позволили оконтурить ряд хромитопроявлений: Лактыбаш, Ситновское, Придорожное и др. [Филонов, Быкова, 2001 г.; Сначёв, Савельев, 2003 г.].

Рудопроявление Ашкарка I расположено на южном склоне хребта Ашкарковские горы (г. Лактыбаш) в 250 м от ручья Ашкарка-2. Здесь находится карьер ($4,5 \times 18$ м) глубиной около 2,2 м и 13 канав. Карьером вскрыто жилообразное рудное тело (мощностью до 0,5 м) северо-северо-западного простирания с падением на восток под $\angle 20\text{--}25^\circ$. Вмещающими породами являются гарцбургиты, от которых рудное тело отделяется оторочкой сильно серпентинизированных дунитов мощностью до 25 см. Структура хромитовых руд среднезернистая, по густоте вкрапленности наблюдаются значительные вариации от редко- до густовкрапленных типов. Запасы руды составляют 77 т при

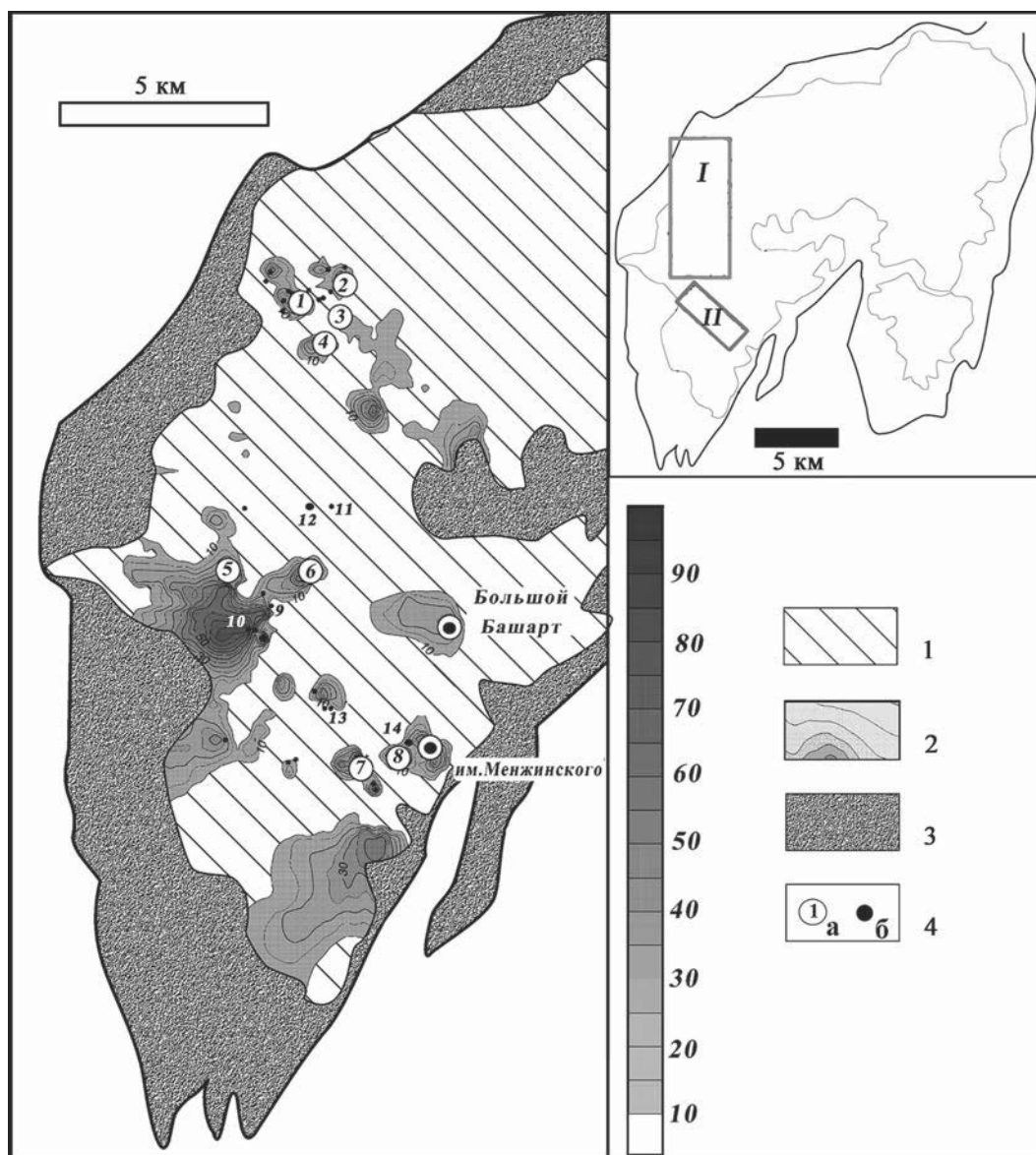


Рис. 4.21. Карта дунитовой составляющей для западной части массива Южный Крак (Апшакская и Малобашартовская площади)

Условные обозначения: 1 — преимущественно шпинелевые перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты); 2 — дунит-гарцбургитовый комплекс с различными значениями дунитовой составляющей (шкала справа от схемы отражает относительное количество в разрезе дунитов, в %); 3 — рассланцованные серпентиниты; 4 — рудопроявления (а), мелкие проявления и точки минерализации. Номера на рисунке — хромитопроявления: 1 — группа Ашкарских проявлений, 2 — Лактыбаш, 3 — Придорожное, 4 — Ситновское, 5 — Кумысное, 6 — Саптарат, 7 — Малый Башарт III–VI, 8 — Муромцева, 9 — № 66, 10 — Фогелевское, 11 — Пастушье, 12 — Медвежье, 13 — Асю II, 14 — Бала-Елга. **На врезке** показано положение Апшакской (I) и Мало-Башартовской (II) площадей в пределах массива Южный Крак

среднем содержании окиси хрома 27,6–28,29% [Фарафонтъев, 1937 г.].

Рудопоявление Ашкарка II эксплуатировалось в 1930-е годы. Оно находится в 450 м от ручья Ашкарка 2 на южном склоне г. Лактыбаш. Здесь по рудному телу была пройдена наклонная штольня субширотного простирания, на север и юг от нее отходят два штрека длиной до 4 м. Оруденение приурочено к телу дунитов мощностью до 2 м, расположенному среди гарцбургитов. Рудовмещающие породы слабо серпентинизированы. Рудное тело эллипсоидной формы вытянуто в широтном

направлении. Пройденные на данном участке горные выработки (канавы и траншеи) позволили вскрыть несколько небольших рудных тел, кулисообразно расположенных по отношению к основному. Руда представлена массивными, густовкрапленными среднезернистыми разновидностями, проявление считается полностью выработанным.

Рудопоявление Лактыбаш расположено на южном склоне хребта Ашкарские горы. Оруденение на объекте приурочено к дунитовому телу мощностью от 50 до 100 м (рис. 4.23). Вмещающие оруденение дуниты серпентинизированы и трещиноваты.

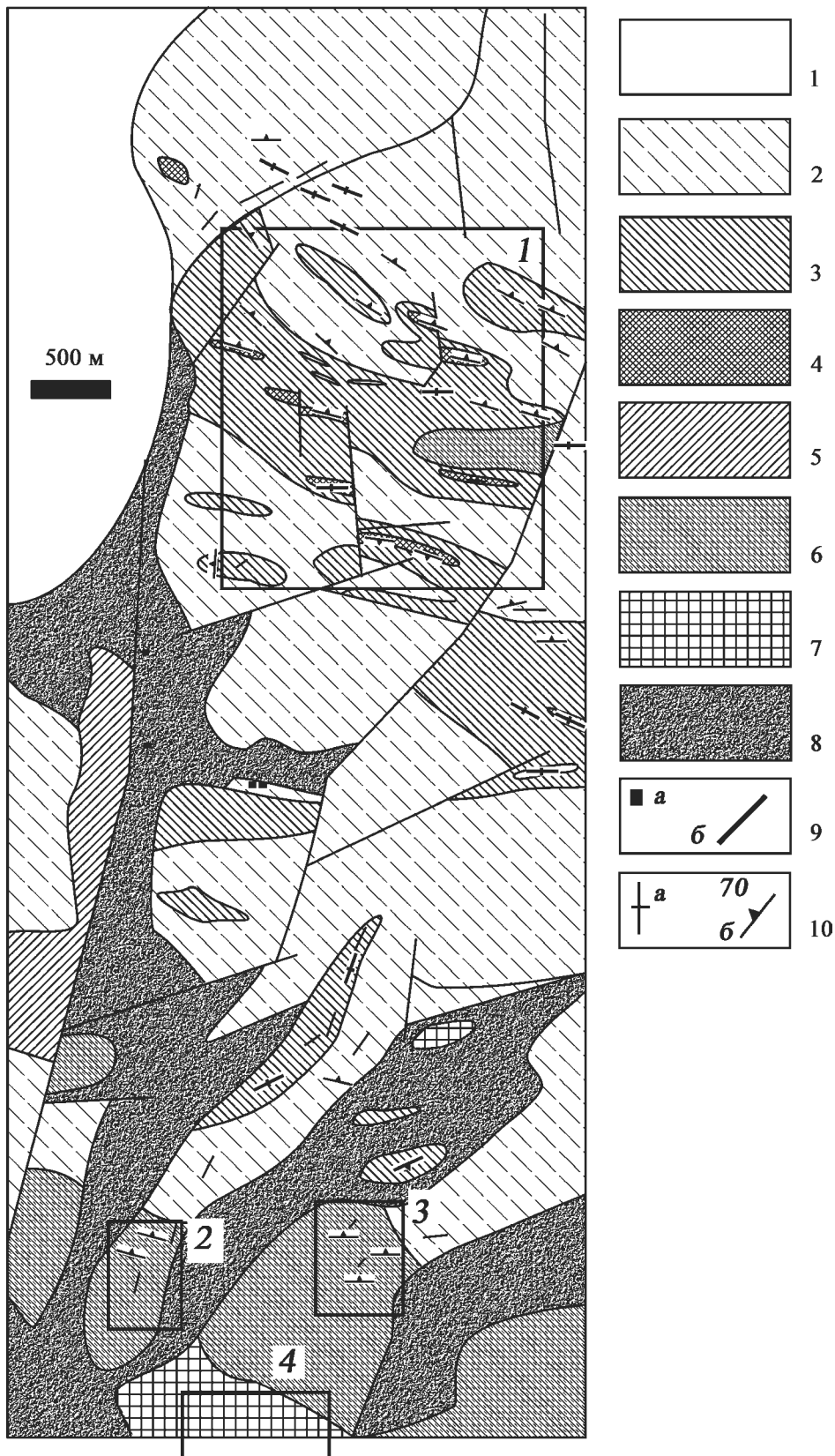


Рис. 4.22. Схема расположения участков работ в пределах Апшакской площади

Условные обозначения: 1 — вмещающие осадочные породы палеозоя, 2 — преимущественно шпинелевые перидотиты (дунитов < 10%), 3 — дунит-гарцбургитовый комплекс (дунитов 10–30%), 4 — дунитовые тела, 5 — преимущественно апогарцбургитовые серпентиниты, 6 — дунит-гарцбургитовый комплекс нерасчлененный (дунитов 30–50%), 7 — преимущественно аподунитовые серпентиниты, 8 — серпентиниты расланцованные, 9 — выходы габброидов и элементы залегания их полосчатости, 10 — элементы залегания первичной полосчатости пород. Номера участков: 1 — «Ашкарка», 2 — «Кумысный», 3 — «Саптарат», 4 — «Южный»

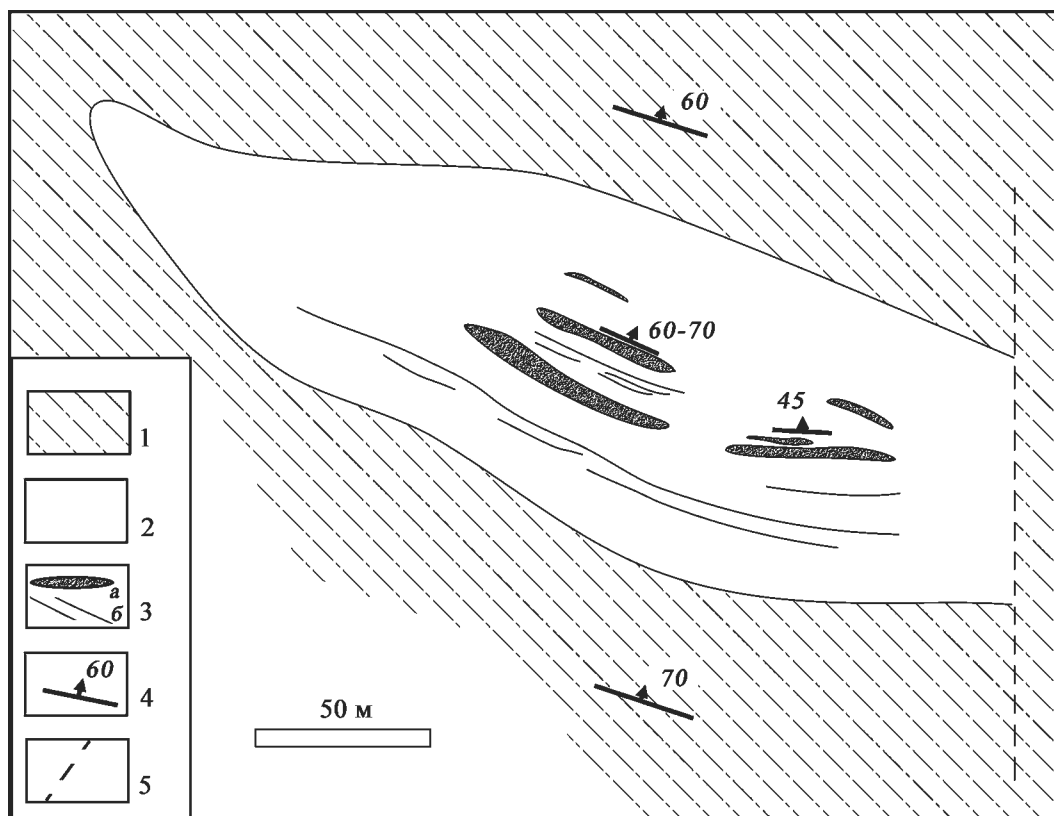


Рис. 4.23. Схема строения рудопроявления Лактыбаш

Условные обозначения: 1 — преимущественно гарцбургиты, 2 — дуниты и аподунитовые серпентиниты, 3 — хромиты, 4 — элементы залегания полосчатости во вмещающих породах и рудных телах, 5 — разрывное нарушение

Для них характерна очень низкая железистость. Хромовые руды представлены серией прерывистых полос с простиранием $250\text{--}300^\circ$. В строении месторождения выделяется несколько рудных зон, наиболее мощными и выдержанными являются северная и южная, разделенные полосой безрудных дунитов мощностью до 20 м.

Южная рудная зона включает в себя основное рудное тело мощностью от 0,3 до 0,9 м и серию параллельных ему маломощных прожилков (0,1–0,2 м). Строение северной зоны сложнее. На западе она представлена двумя рудными телами мощностью 0,5–1,5 м с почти вертикальным падением, а на востоке — довольно широкой (до 3 м) зоной вкрапленника с северным падением под углом $45\text{--}60^\circ$, между ними наблюдается пережим.

Хромовые руды в пределах месторождения представлены большей частью неравномерным, средневкрапленным типом средне- и крупнозернистого сложения. Меньшим распространением пользуется мелкозернистый бедновкрапленный хромит. Оруденение прослежено с поверхности канавами на расстояние более 150 м. Мощность рудных тел варьирует в пределах 0,2–0,6 м при среднем содержании Cr_2O_3 15–20%.

Для моделирования качественного состава кускового концентрата нами было проведено

штупное опробование месторождения по двум разрезам. Отбирались пробы диаметром не менее 5 см, сплошной линией вкост рудных тел. Не отбирались пробы только из дунитов без видимой вкрапленности рудных минералов. Данные штупного опробования показаны в табл. 4.3.

Результаты опробования свидетельствуют, что при обогащении добытой горной массы возможно получение кускового концентрата (фракция -50 мм) со средним содержанием 23%, при этом руды с содержанием не менее 35% Cr_2O_3 составят около 1/4 от общей массы. При тонком гравитационном обогащении промежуточного продукта (содержание Cr_2O_3 15%) получается концентрат с содержанием Cr_2O_3 до 53–56%.

Рудопроявление Придорожное расположено на пологом склоне левого борта ручья Ашкарка-2 в 20–30 м от основного русла. Рудопроявление представляет собой рудную зону длиной около 200 м, залегающую в дунитах, ширина зоны изменяется от 2 до 15 м (рис. 4.24). Простирание субширотное (азимут простирания $280\text{--}300^\circ$), падение почти вертикальное северное ($\angle 75\text{--}80^\circ$). Мощность отдельных жил хромитов внутри зоны изменяется от 0,05 до 0,3 м, прослой пустых пород (дунитов) составляют от 0,1–0,2 м до 7–8 м. Рудная зона в центральной части разбита разрывным нарушением

Качественный состав хромитов рудопроявления Лактыбаш

№	№ обр.	Cr ₂ O ₃	№	№ обр.	Cr ₂ O ₃	№	№ обр.	Cr ₂ O ₃
1	40-25-2-ш-01	18,6	24	40-10-ш-24	23,77	47	40-1-1-ш-47	14,14
2	40-25-2-ш-02	23,47	25	40-10-ш-25	30	48	40-1-1-ш-48	12,18
3	40-25-2-ш-03	20,13	26	40-10-ш-26	8,26	49	40-1-1-ш-49	0
4	40-25-2-ш-04	18,16	27	40-10-ш-27	25,56	50	40-1-1-ш-50	28,95
5	40-25-2-ш-05	27,76	28	40-10-ш-28	24,72	51	40-1-1-ш-51	42,5
6	40-25-2-ш-06	25,84	29	40-10-ш-29	12,68	52	40-1-1-ш-52	4,91
7	40-10а-ш-07	19,23	30	40-19-ш-30	42,69	53	40-1-1-ш-53	13,91
8	40-10а-ш-08	30,66	31	40-19-ш-31	27,06	54	40-1-1-ш-54	10,86
9	40-10а-ш-09	32,68	32	40-19-ш-32	41,93	55	40-1-1-ш-55	18,86
10	40-10а-ш-10	18,38	33	40-19-ш-33	45,97	56	40-25-1-ш-56	13
11	40-25-3-ш-11	25,3	34	40-19-ш-34	33,49	57	40-25-1-ш-57	4,95
12	40-25-3-ш-12	31,55	35	40-19-ш-35	40,59	58	40-25-1-ш-58	11,53
13	40-25-3-ш-13	42,99	36	40-25-4-ш-36	15,3	59	40-25-1-ш-59	32,3
14	40-25-3-ш-14	29,14	37	40-25-4-ш-37	27,7	60	40-25-1-ш-60	18,95
15	40-24-ш-15	16,43	38	40-25-4-ш-38	21,78	61	40-25-1-ш-61	1,94
16	40-24-ш-16	32	39	40-25-4-ш-39	28,6	62	40-25-1-ш-62	2,68
17	40-24-ш-17	20,42	40	40-25-4-ш-40	7,72	63	40-25-1-ш-63	17,2
18	40-24-ш-18	24,96	41	40-1-1-ш-41	29,56	64	40-25-1-ш-64	11,35
19	40-24-ш-19	5,61	42	40-1-1-ш-42	27,16	65	40-25-1-ш-65	13,93
20	40-24-ш-20	14,48	43	40-1-1-ш-43	38,25	66	40-25-1-ш-66	26,32
21	40-10-ш-21	20,93	44	40-1-1-ш-44	6,86	67	40-25-1-ш-67	10,7
22	40-10-ш-22	19,04	45	40-1-1-ш-45	26,5			
23	40-10-ш-23	28,95	46	40-1-1-ш-46	43,79			
СРЕДНЕЕ								23,04

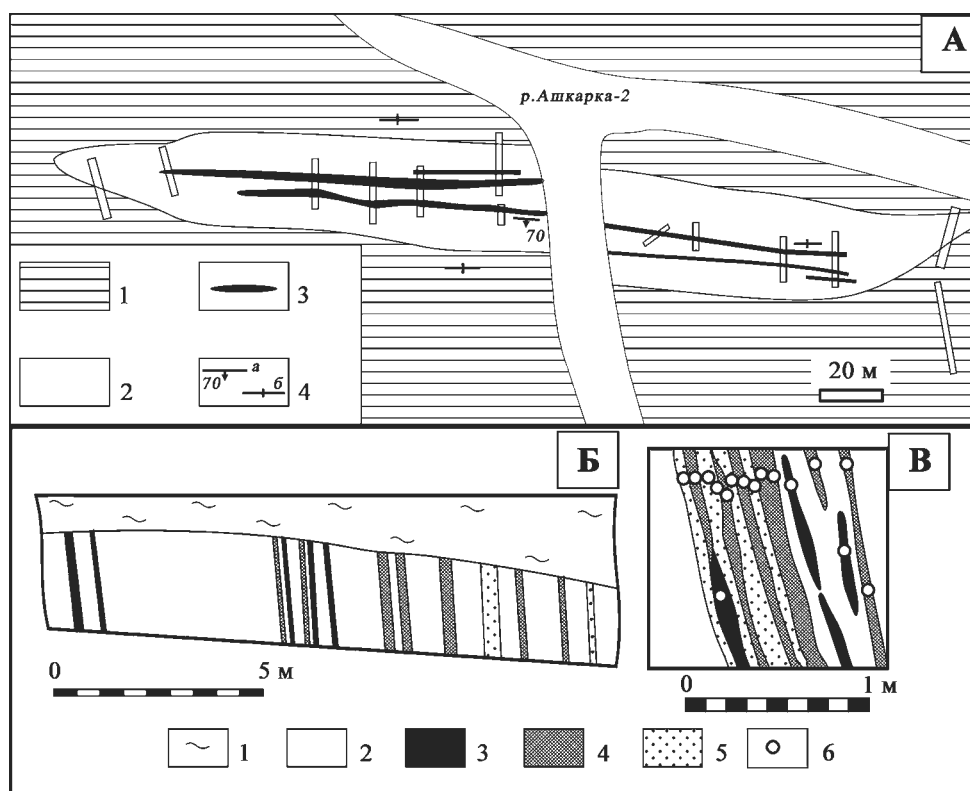


Рис. 4.24. Схема строения рудопроявления Придорожное

Примечание: А — план рудопроявления; Б, В — детали строения рудной зоны в каналах

Условные обозначения для А: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — рудные тела, 4 — элементы залегания; для Б и В: 1 — элювиально-делювиальные отложения; 2 — дуниты, 3–5 — хромиты (3 — >25% Cr₂O₃, 4 — 15–25% Cr₂O₃, 5 — 5–15% Cr₂O₃), 6 — места отбора проб

(сдвигом) на два блока — западный и восточный, амплитуда смещения около 20 м.

Анализ данных штучного опробования показывает (табл. 4.4), что при радиометрическом обогащении руд объекта может быть получен кусковой концентрат состава, приведенного в табл. 4.5.

Таким образом, концентрат с содержанием 35% Cr_2O_3 может составить около 1/4 от общей рудной массы. Запасы до глубины 20 м составляют около 50 000 т руды со средним содержанием Cr_2O_3 6,76% или 30 500 т руды со средним содержанием Cr_2O_3 12,4% [Сначёв и др., 2003 г.].

Рудопроявление Ситновское расположено в 1,5 км на юго-восток от бывшей фермы «Ашкарка», на южном и юго-восточном пологих склонах вершины невысокого хребтика, протягивающегося в субширотном направлении вдоль правого борта ручья Мамбетъелга (в его верховьях). Проявление состоит из двух участков — западного и восточного, расположенных один на продолжении другого. Прослеженная по простиранию с поверхности длина западной рудной зоны составляет около 120 м, восточной — 220 м; между ними около 150 м — полоса безрудных дунитов (рис. 4.25).

Восточная рудная зона представлена одним, иногда двумя сближенными рудными телами мощностью от 0,2 до 1,0 м. Общая ширина рудной зоны — до 3 м. Для рудных тел характерно полосчатое строение, обусловленное чередованием рудных прожилков мощностью 1–5 см и дунитовых прослоев такой же мощности. Прожилки представлены массивным и густовкрапленным хромитом. В штучках (5×5 см) таких руд содержание Cr_2O_3 составляет 25–40%. Наиболее характерны крупно- и среднезернистые структуры, менее распространены равномерновкрапленные разновидности. Среди них преобладают средне-крупнозернистые средневкрапленные руды с содержанием окиси хрома 20–25% (до 30%) и мелко-среднезернистые бедновкрапленные руды с содержанием окиси хрома 15–20%.

Элементы залегания рудных тел изменяются от западного фланга к восточному. На западе отмечено крутое южное падение рудных тел (аз. пад. 170–180°, угол 60–80°), в центральной и восточной частях участка наблюдается выполаживание угла падения до 35–45° при сохранении азимута падения на юг (рис. 4.25). При этом на западе наблюдается

Таблица 4.4

Качественный состав хромитов рудопроявления Придорожное

№ п/п	№ пробы	Содержание Cr_2O_3	Содержание Fe	№ п/п	№ пробы	Содержание Cr_2O_3	Содержание Fe
1	38-ш1	33,28	11,58	18	38-10-ш18	13,4	12,62
2	38-ш2	4,032	3,435	19	38-10-ш19	13,22	11,5
3	38-ш3	12,75	9,064	20	38-10-ш20	12,72	8,833
4	38-ш4	19,41	12,27	21	38-10-ш21	25,86	10,01
5	38-ш5	23,42	12,65	22	38-10-ш22	13,78	9,602
6	38-ш6	12,13	10,52	23	38-3-ш23	23,89	12,67
7	38-ш7	32,44	12,68	24	38-3-ш24	31,04	14,17
8	38-ш8	26,73	12,23	25	38-3-ш25	17,51	11,01
9	38-ш9	31,11	11,09	26	38-3-ш26	9,777	8,784
10	38-ш10	19,42	10,03	27	38-3-ш27	12,38	6,507
11	38-2-ш11	32,04	14,08	28	38-11-ш28	42,73	13,8
12	38-2-ш12	9,293	7,536	29	38-11-ш29	35,62	11,93
13	38-2-ш13	33,9	14,34	30	38-11-ш30	12,48	9,902
14	38-2-ш14	19,05	13,05	31	38-11-ш31	29,24	9,706
15	38-2-ш15	22,87	12,71	32	38-11-ш32	13,16	8,122
16	38-2-ш16	12,18	11,44	33	38-11-ш33	10,39	7,964
17	38-10-ш17	21,25	12,66	34	38-11-ш34	33,02	11,19

Примечание: анализы выполнены на приборе «Спектроскан»

Таблица 4.5

Сортовой состав руд рудопроявления Придорожное

№ п/п	Сорт руды (содержание Cr_2O_3)	Среднее содержание Cr_2O_3 в данном сорте руды, %	Относительное количество данного сорта по отношению ко всей руде, %
1	менее 10%	7,7	9
2	10–20%	14,27	44
3	20–30%	24,75	21
4	более 30%	33,9	26

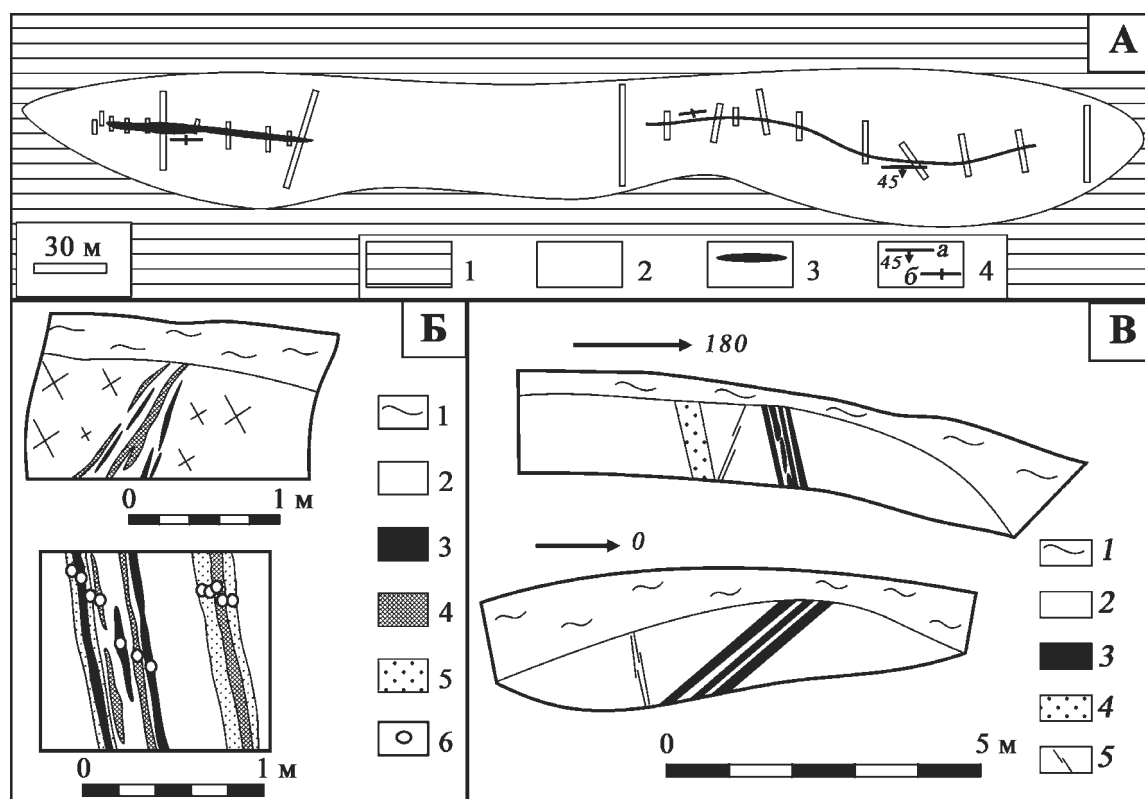


Рис. 4.25. Схема строения рудопоявления Ситновское

Примечание: А — план рудопоявления, Б и В — детали строения рудных тел в каналах

Условные обозначения для А: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — рудные тела, 4 — элементы залегания рудной полосчатости (а — наклонное, б — вертикальное); для Б: 1 — делювий, 2 — дуниты, 3–5 — хромиты (3 — густовкрапленные, 4 — средневкрапленные и 5 — бедновкрапленные), 6 — места отбора штучных проб; для В: 1 — делювий, 2 — дуниты, 3–4 — хромиты (3 — $>20\% \text{Cr}_2\text{O}_3$, 4 — $10\text{--}20\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), 5 — разрывные нарушения

расширение рудных тел за счет обеднения руд, большую роль здесь играют мелкозернистые редковкрапленные разновидности. На востоке происходит постепенное уменьшение мощности рудных тел до $0,2\text{--}0,1\text{ м}$, но сохраняется качество руды. Выклинивание на востоке сопровождается образованием по вмещающим дунитам плотных карбонатизированных серпентинитов.

Западная рудная зона также представлена одним рудным телом и серией сопутствующих ему маломощных прожилков. Ширина рудной зоны варьирует от 1 до 5 м , суммарная ширина рудных подсечений изменяется от $0,2$ до 1 м . Строение рудных тел сходно со строением таковых восточной рудной зоны. Основное отличие состоит в том, что на данном участке заметную роль играют средне- и редковкрапленные руды. Залегание рудных тел на всем протяжении западной рудной зоны довольно крутое, падение южное под углом $70\text{--}80^\circ$. По рудопоявлению Ситновское выполнены анализы штучных проб (табл. 4.6) в соответствии со схемой, представленной на рис. 4.25.

Таким образом, при разработке данного объекта и обогащении горной массы возможно получение различных сортов руды в пропорциях, приведенных в табл. 4.7.

Рудопоявление «756» расположено в верхнем течении ручья Большой Апшак, на его левом борту, на небольшом увале субширотного простирания. Здесь пройдены 1 расчистка и 9 траншей. Рудопоявление характеризуется очень сложным внутренним строением, которое в достаточной мере отражено только в расчистке (рис. 4.26 А). Вмещающие породы на рассматриваемом объекте представлены интенсивно брекчированными аподунитовыми серпентинитами (рис. 4.26 В), но в то же время очень плотными и сохранившими структуру первичных пород, реже — карбонатизированными и рассланцованными. В расчистке наблюдаются две шпировидные «рудные зоны», внутри них массивные и густовкрапленные хромиты образуют гнездовидные и шпировые, реже — полосовидные выделения (рис. 4.26 Б).

Общее простирание рудной зоны на рассматриваемом рудопоявлении составляет $30\text{--}70^\circ$. Серия пройденных траншей вкрест простирания подтвердила прерывистый и резко изменчивый по мощности характер оруденения. В отдельных траншеях встречены рудные скопления массивного и густовкрапленного хромита мощностью до $0,5\text{ м}$.

Качественный состав штучных проб приведен в табл. 4.8. Руды данного проявления относятся

Таблица 4.6

Качественный состав руд рудопоявления Ситновское, %

№ п/п	№ пробы	Содержание Cr ₂ O ₃	Содержание Fe	№ п/п	№ пробы	Содержание Cr ₂ O ₃	Содержание Fe
1	699-в-ш1	15,97	13,35	15	634-в-ш15	7,907	9,459
2	699-в-ш2	21,1	13,13	16	634-в-ш16	25,53	12,57
3	699-в-ш3	8,913	7,224	17	634-в-ш17	34,38	11,84
4	699-в-ш4	5,553	8,973	18	634-в-ш18	16,36	12,82
5	699-в-ш5	9,597	8,155	19	634-в-ш19	19,91	12,14
6	699-в-ш6	27,32	14,39	20	634-в-ш20	14,65	14,99
7	699-в-ш7	26,86	15,0	21	634-в-ш21	20,8	12,33
8	699-в-ш8	23,88	14,37	22	634-в-ш22	22,45	13,68
9	699-в-ш9	8,795	11,76	23	634-в-ш23	25,36	13,41
10	699-в-ш10	9,24	11,77	24	634-в-ш24	19,02	13,02
11	634-в-11ш	6,461	9,466	25	699-в-ш25	21,8	14,77
12	634-в-12ш	20,63	11,65	26	699-в-ш26	4,442	11,26
13	634-в-ш13	36,96	12,71	27	699-в-ш27	3,182	7,985
14	634-в-ш14	12,29	10,9	28	699-в-ш28	12,96	13,28

Примечание: анализы выполнены на приборе «Спектроскан»

Таблица 4.7

Сортовой состав руд рудопоявления Ситновское, %

№ п/п	Сорт руды (содержание Cr ₂ O ₃)	Среднее содержание Cr ₂ O ₃ в данном сорте руды	Относительное количество данного сорта по отношению ко всей руде
1	менее 10%	7,12	32
2	10–20%	15,88	25
3	20–30%	23,57	36
4	более 30%	35,67	7

к высокохромистым. Содержание Cr₂O₃ во всех пробах не опускается ниже 30%, а в среднем составляет 41,24%.

Рудопоявление Пастушье расположено на западном склоне невысокого хребта, протягивающегося субпараллельно долине ручья Большой Апшак, вблизи его гребня. На одной линии с ним вдоль того же хребта расположены рудопоявления *Горелый Каший*, *Верхне-Апшакское* и др. На всех этих проявлениях, эксплуатировавшихся в начале XX в., были складированы массивные и густовкрапленные хромиты в количестве от первых тонн до 200–250 т. **Рудопоявление Медвежье** расположено на левом борту долины ручья Большой Апшак в 100 м от уреза воды. Оно представляет собой делювиальную россыпь, образованную при денудации рудных тел проявления Пастушье.

Основанием для проведения разведочных работ на данном участке послужило множество старых горных выработок с широким распространением в их отвалах валунов массивного и густовкрапленного хромита. Все обломки хромита приурочены к делювиальным (склоновым) отложениям. В канавах среди делювиальных образований (глина, дресва ультрабазитов) регулярно встречаются валуны (до 0,3 м в поперечнике) и более мелкие обломки густовкрапленных и массивных хромитовых руд.

Продуктивным слоем является вся приповерхностная зона до коренных пород, преимущественно представленная делювиальной глиной с редкими обломками гипербазитов (в среднем обломки составляют менее 20%). В крупной фракции (+40 мм) наряду с хромитом иногда встреча-

Таблица 4.8

Качественный состав руд проявления т. 756, %

№ п/п	№ пробы	Содержание Cr ₂ O ₃	Содержание Fe	№ п/п	№ пробы	Содержание Cr ₂ O ₃	Содержание Fe
1	756-1-ш1/1	42,85	12,51	6	756-1-ш2/3	47,63	12,14
2	756-1-ш1/2	40,79	12,42	7	756-1-ш3/1	33,96	10,43
3	756-1-ш1/3	36,98	13,37	8	756-1-ш3/2	37,07	10,44
4	756-1-ш2/1	47,3	12,17	9	756-1-ш3/3	36,79	10,41
5	756-1-ш2/2	47,78	12,05	10	СРЕДНЕЕ	41,24	

Примечание: анализы выполнены на приборе «Спектроскан»

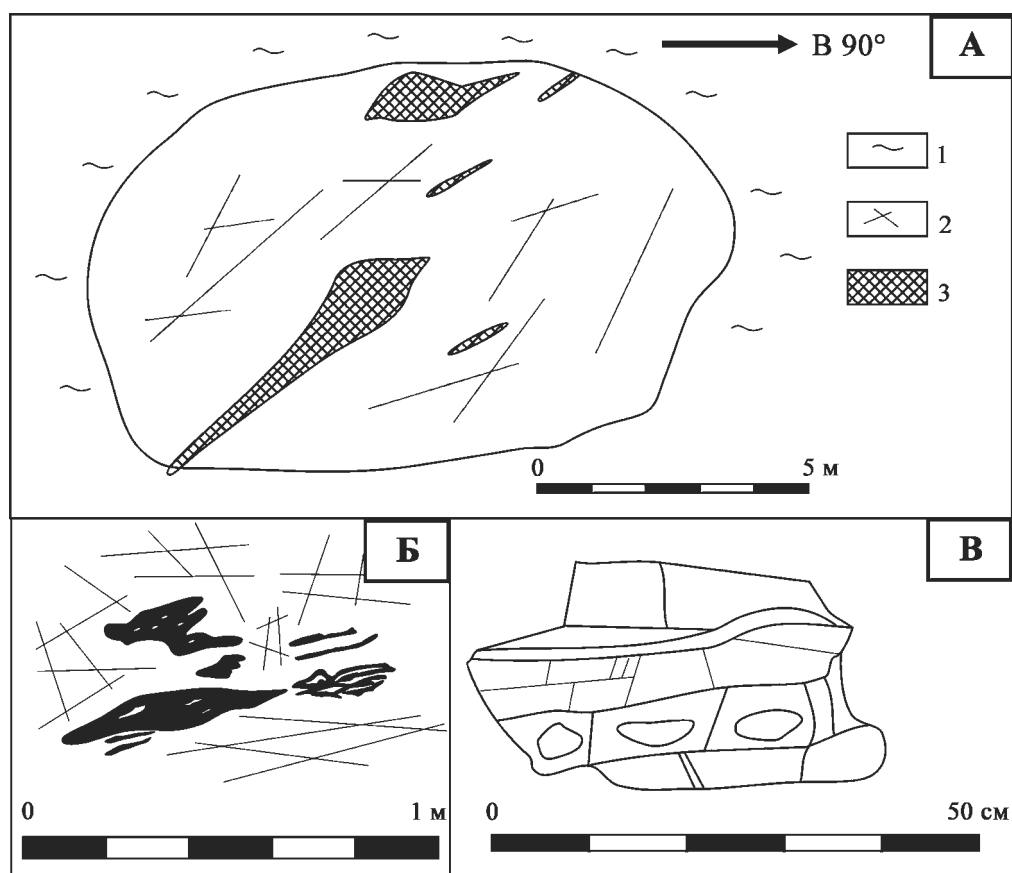


Рис. 4.26. Строение рудной зоны на проявлении т. 756

Условные обозначения: 1 — свалы, 2 — серпентиниты аподунитовые и дуниты брекчированные, 3 — рудные тела

Примечание: А — план расчистки № 1, Б — деталь строения рудной зоны, В — брекчиевидная текстура во вмещающих серпентинизированных дунитах

ются валуны габбро и очень редко — массивные перидотиты и серпентиниты. Размерность обломков в целом закономерно уменьшается вниз по склону. В верхней части склона хромиты обычно представлены единичными крупными валунами размером от 0,3×0,3 м до 0,5×0,5 м, в нижней части гранулометрический состав руд более разнообразен (основную массу составляют обломки размером 0,05–0,2 м).

Установлено, что голова россыпи расположена в пределах рудопроявления Пастушье, от него вниз по двум ложбинам тянется рудный шлейф. Длина россыпи составляет около 600 м при средней ширине около 20 м. Мощность сильно варьирует вследствие волнистой формы ее ложа, что обусловлено частым чередованием в рельефе ложбин и увалов. При этом часто на увалах в делювии рудные обломки отсутствуют, а в ложбинах их содержание увеличивается. Выход руды по россыпи низкий — от 0,00п до 0,04 т/м³. Мощность россыпи составляет от 0,3 до 1,5 м, в среднем 1,0 м. Приблизительный объем горной массы в россыпи 12 000 м³. Запасы хромитовых руд с содержанием окиси хрома 40–50% на проявлении могут составить около 300 т. Качественный состав руд рассмат-

риваемых проявлений отражен в табл. 4.9. Среднее содержание окиси хрома в рудах не опускается ниже 35%, в среднем составляя 46,98%.

Таблица 4.9

Качественный состав руд проявлений Пастушье и Медвежье, %

№ п/п	Объект	№ пробы	Содержание Cr ₂ O ₃ , %	Содержание Fe
1	Пастушье	761/4	50,84	12,27
2		761/5	52,12	11,58
3	Медвежье	667-14-ш1	44,55	12,77
4		667-14-ш2	45,34	12,82
5		667-14-ш3	41,47	13,04
6		667-14-ш4	45,72	12,37
7		667-14-ш5	45,55	11,19
8		667-14-ш6	46,45	12,69
9		667-3-ш7	50,78	12,15

Примечание: анализы выполнены на приборе «Спектроскан»

Участок «Кумысный» расположен в юго-западной части площади, на водоразделе рр. Бол. и Мал. Апшак, и представлен рядом разрозненных

рудопроявлений и точек хромитовой минерализации (Кумысное, Безмянное и др. [Фарафонтьев, 1937 г.]). В геологическом строении площади принимают участие в различной степени серпентинизированные породы дунит-гарцбургитового комплекса (рис. 4.27). Наименее измененные породы

слагают водораздельную часть хребта. Для строения этой части территории характерно чередование в разрезе полос дунитового, гарцбургитового и переходного состава, ширина которых варьирует от первых сантиметров до 10–15 м. К западу и востоку (гипсометрически ниже) породы дунит-

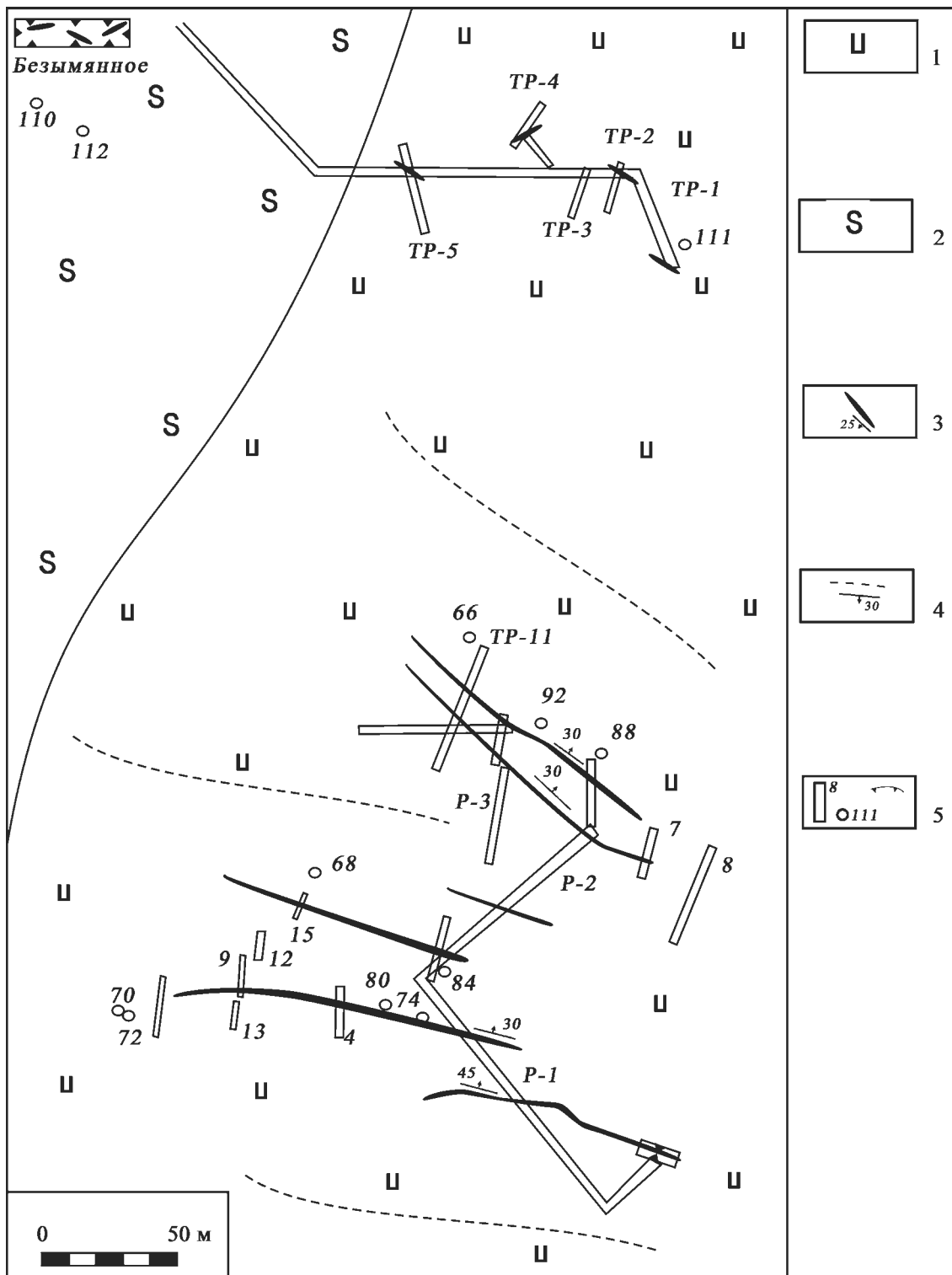


Рис. 4.27. Схема геологического строения участка Кумысный

Условные обозначения: 1 — дунит-гарцбургиты, 2 — серпентиниты, 3 — рудные тела, 4 — элементы залегания полосчатости в гипербазитах и рудных телах, 5 — каналы, скважины, контуры карьеров

гарцбургитового комплекса постепенно сменяются серпентинитами.

Кроме указанных разновидностей пород в разрезе участка развиты редкие дайки габбро-диабазов, имеющие субмеридиональное простирание и образующие линейную зону. Хромитовая минерализация тяготеет к местам сгущения дунитовых прослоев и дунитовым полосам более значительной мощности. Дунит-гарцбургитовая полосчатость имеет выдержанное субширотное простирание с преобладающими пологими углами падения ($\angle 25-45^\circ$) в северном направлении.

На участке выявлено несколько параллельных маломощных тел хромитов (0,05–0,5 м), залегающих среди дунитовых полос в дунит-гарцбургитовом комплексе. По простиранию данные тела прослежены на расстояние от 50 до 120 м, подсечены скважинами на глубине 10–30 м. Падение тел пологое северо-восточное (аз. пад. $30-40^\circ$, $\angle 30-45^\circ$). Для рудных тел характерно полосчатое строение, обусловленное чередованием маломощных полос различной густоты вкрапленности и безрудных дунитов (рис. 4.28 А, Б). Во всех разновидностях преобладают среднезернистые структуры. Залегание рудных тел во всех случаях согласно с полосчатостью в гипербазитах.

Наряду с более или менее выдержанными по простиранию рудными зонами центральной части участка, в его периферических частях (на севере и юге) расположены отдельные точки минерализации, сложенные полосчатыми средне-бедновкрап-

ленными рудами и массивными хромитами. Своеобразным строением отличается рудопоявление Безьянное. Оно приурочено к серпентинитам северо-западной части участка и представлено несколькими мелкими гнездами (диаметром 0,4–2 м) сплошных руд с хорошо выраженными зеркалами скольжения.

Качественный состав хромитов участка Кумысный отражен в табл. 4.10 и 4.11. Анализ приведенных данных показывает, что на рудопоявлениях участка преобладают бедные руды с содержанием Cr_2O_3 10–20%. Густовкрапленные хромиты (более 35% Cr_2O_3) имеют подчиненное значение.

Участок Саптарат расположен в юго-восточной части Апшакской площади на правом борту одноименного ручья, в 1,5 км выше по течению от его устья. В 1930-е годы здесь выявлен ряд мелких рудопоявлений: Саптарат-1, 2, 3 [Тиховидов, 1932 г., Фарафонтъев, 1937 г.]. Наиболее заметное из них — Саптарат-1, где оруденение было прослежено канавами на расстояние около 30 м. Простирание рудного тела СВ 60° , падение крутое северо-западное ($\angle 60-70^\circ$).

На рудопоявлении была пройдена эксплуатационная выемка (рис. 4.29). Ширина рудной зоны в центре выемки составляет около 2 м, мощность основного рудного тела — 0,2–0,4 м. В других выемках ширина рудных зон менее значительна, мощность рудных тел составляет 0,05–0,2 м, оруденение характеризуется резкой изменчивостью основных параметров: мощности, содержания Cr_2O_3 ,

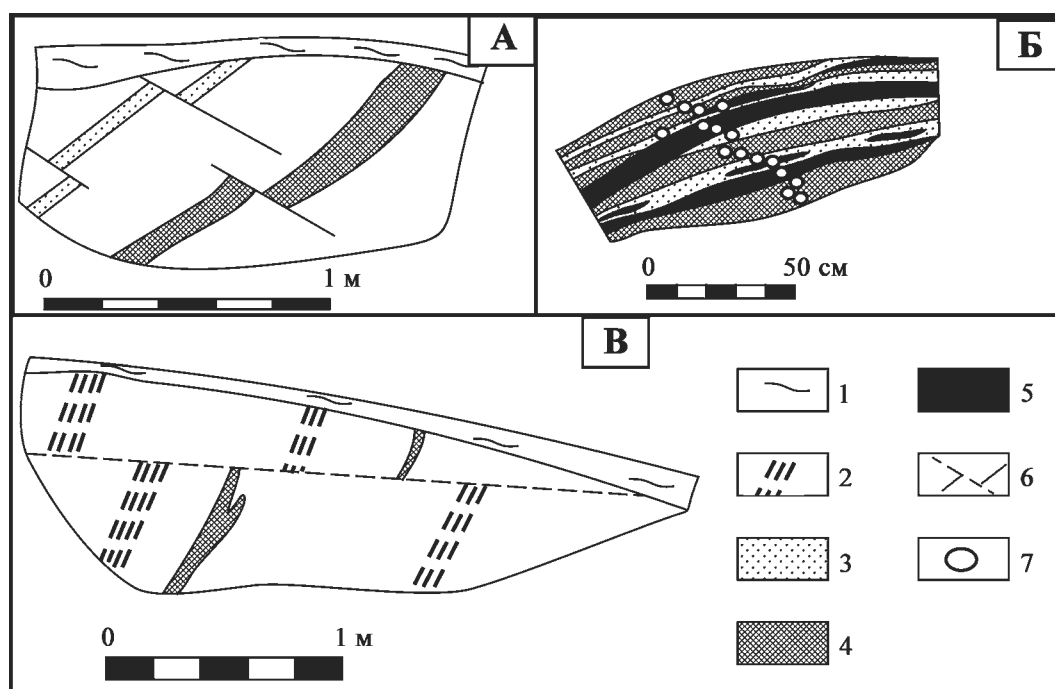


Рис. 4.28. Строение рудных тел и схема штупфного опробования на участках Кумысный (А, Б) и Саптарат (В)

Условные обозначения: 1 — дельювий; 2 — дунит-гарцбургиты; 3–5 — хромиты (3 — 5–15% Cr_2O_3 , 4 — 15–25% Cr_2O_3 , 5 — > 25% Cr_2O_3); 6 — разрывные нарушения; 7 — места отбора штупфных и борздовых проб

Таблица 4.10

Качественный состав руд участка Кумысный

№	№ пробы	Cr ₂ O ₃	Fe	№	№ пробы	Cr ₂ O ₃	Fe
1	769-3-ш4	25,65	11,25	17	769-2-ш4	18,96	12,58
2	692-ш3	18,4	9,532	18	769-3-ш2	10,14	8,152
3	692-ш4	17,64	10,41	19	769-2-ш8	20,66	12,61
4	467-1-ш5	33,8	12,71	20	769-2-ш6	24,24	12,14
5	467-1-ш2	21,02	10,58	21	769-2-ш7	8,119	8,077
6	467-1-ш1	25,3	11,28	22	769-3-ш11	17,69	10,84
7	692-ш1	18,96	14,73	23	769-2-ш9	25,18	10,91
8	467-1-ш3	20,4	10,18	24	769-3-ш8	24,04	10,14
9	769-2-ш5	12,11	9,772	25	769-3-ш10	44,0	8,493
10	467-1-ш4	36,9	12,78	26	769-3-ш5	14,84	9,58
11	692-ш2	20,44	11,25	27	769-2-ш11	23,35	12,15
12	769-3-ш1	11,21	9,954	28	769-3-ш6	43,25	10,05
13	769-2-ш1	19,88	12,52	29	769-3-ш9	35,81	11,57
14	769-2-ш2	19,03	11,05	30	769-3-ш7	40,16	11,75
15	769-2-ш3	18,45	10,5	31	769-2-ш10	19,94	9,93
16	769-3-ш3	17,04	10,82				

Таблица 4.11

Сортовой состав руд участка Кумысный, %

№ п/п	Сорт руды (содержание Cr ₂ O ₃)	Среднее содержание Cr ₂ O ₃ в данном сорте руды	Относительное количество данного сорта руды по отношению ко всей минерализованной массе
1	Менее 10%	8,2	4
2	10–20%	16,74	45
3	20–30%	20,7	32
4	Более 30%	39,0	19

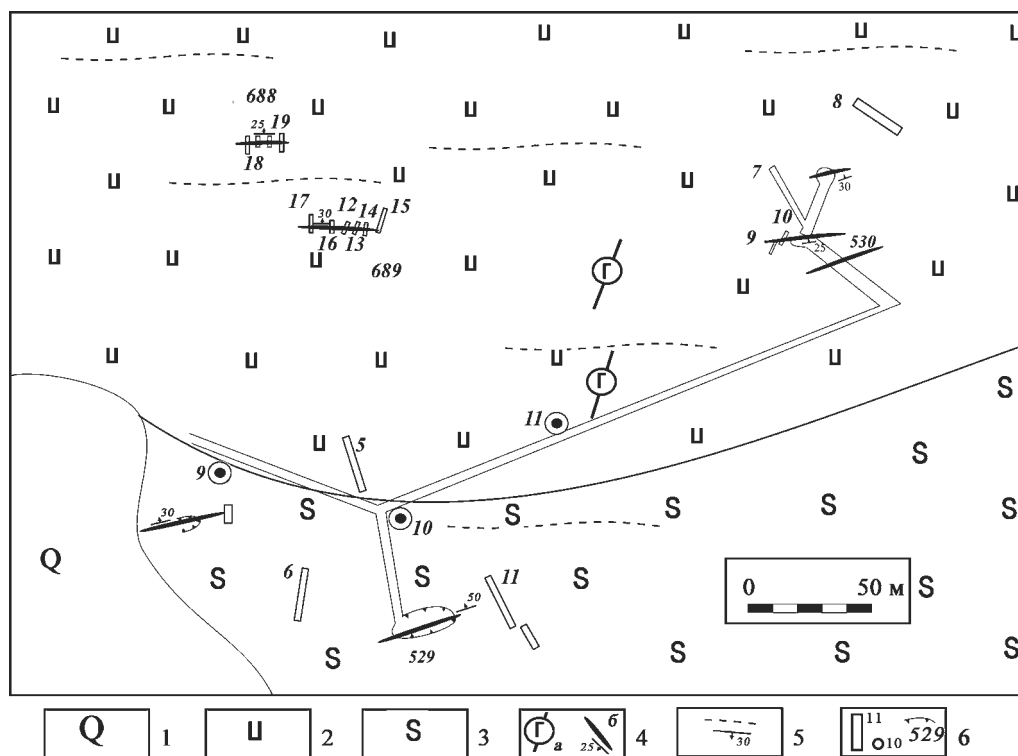


Рис. 4.29. Геологическое строение участка Саптарат

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения, 2 — дунит-гарцбургиты, 3 — серпентиниты, 4 — дайки габброидов (а) и рудные тела (б), 5 — элементы залегания полосчатости в гипербазитах и рудных телах, 6 — канавы, скважины и контуры карьеров

не выдержано по простиранию. Преобладают густовкрапленные средне- и крупнозернистые хромиты.

Локализовано оруденение в темно-зеленых аподунитовых серпентинитах. Местами они сохранили облик первичных дунитов, но чаще представлены породами с «желваковой» и сетчатой текстурами, что обусловлено наличием неправильной сети трещин, заполненных серпентинитом. На данном проявлении встречены наиболее богатые хромиты (до 45% Cr₂O₃).

На рудопоявлениях Саптарат-2 и 3, севернее и выше по склону по отношению к проявлению Саптарат-1, оруденение приурочено к толще дунит-гарцбургитов (рис. 4.29), падение рудных прожилков здесь выволаживается ($\angle 20-30^\circ$), они становятся тоньше (0,05–0,2 м). Заметным развитием пользуются крупнозернистые руды, до грубозернистых (2–3 см).

Следует отметить, что на участке Саптарат наряду с полосчатыми текстурами руд, характерными для большинства изученных нами рудопоявлений Апшакской площади, заметную роль играют шпировые (пятнистые), как и на расположенном восточнее месторождении Большой Башарт.

Из рудных тел участка нами произведен отбор штучных проб для оценки качества руды (табл. 4.12), а из эксплуатационной выемки отобраны бороз-

довые пробы. Анализ полученных данных показывает, что из руд объекта при обогащении возможно получение концентратов состава, приведенного в табл. 4.13.

Участок Южный расположен на пологом невысоком водоразделе ручьев Большой Апшак и Асю, вблизи южной границы Апшакской площади. Для рассматриваемого участка характерно распространение в его северной части выветрелых и раздробленных серпентинитов, по которым в приповерхностных условиях зачастую образуется кора выветривания желтовато-зеленого и коричневатого оттенков. К югу (выше по склону) в разрезе появляются выветрелые коричневые дуниты. На водораздельной части они уже преобладают, и здесь среди них развиты типичные дуниты с желтой коркой выветривания и зеленым ядром. Величина дунитовой составляющей здесь достигает 60–70%. Во всех точках наблюдения нами установлено, что элементы залегания струйчатости хромшпинелидов, а также простирание рудных тел имеют субширотное направление (рис. 4.30).

На участке выявлено два небольших проявления богатых руд. **Фогелевское рудопоявление**, расположенное в западной части участка, представляет собой гнездообразное скопление высокосортных хромитов в рассланцованных серпентинитах. Хромиты представлены густовкрапленными массивными

Таблица 4.12

Качественный состав руд участка Саптарат, %

№ п/п	№ пробы	Содержание Cr ₂ O ₃	Содержание Fe	№ п/п	№ пробы	Содержание Cr ₂ O ₃	Содержание Fe
1	529-1-ш1	6,36	8,506	16	529-2-ш17	39,86	13,04
2	529-1-ш2	8,61	7,836	17	529-2-ш18	42,2	13,69
3	529-1-ш3	24,09	8,414	18	529-2-ш19	12,92	10,75
4	529-1-ш4	50,12	4,71	19	529-2-ш20	36,04	11,63
5	529-1-ш5	15,11	11,19	20	529-2-ш9	22,5	11,93
6	529-1-ш6	10,12	11,7	21	530-ш1	31,91	11,22
7	529-1-ш7	10,69	11,48	22	530-ш10	16,41	7,574
8	529-1-ш8	15,63	10,8	23	530-ш2	17,43	8,896
9	529-2-ш10	32,3	11,91	24	530-ш3	19,92	9,464
10	529-2-ш11	45,07	12,63	25	530-ш4	23,77	9,099
11	529-2-ш12	42,05	10,49	26	530-ш5	22,77	9,036
12	529-2-ш13	41,46	12,76	27	530-ш6	24,55	9,44
13	529-2-ш14	20,35	12,2	28	530-ш7	8,08	5,987
14	529-2-ш15	16,28	10,92	29	530-ш8	37,45	11,58
15	529-2-ш16	37,42	12,39	30	530-ш9	9,8	7,411

Таблица 4.13

Сортовой состав руд участка Саптарат, %

№ п/п	Сорт руды (содержание Cr ₂ O ₃)	Среднее содержание Cr ₂ O ₃ в данном сорте руды	Относительное количество данного сорта по отношению ко всей руде
1	менее 10%	8,2	13,5
2	10–20%	14,95	30,0
3	20–30%	23,01	20,0
4	более 30%	39,63	36,5

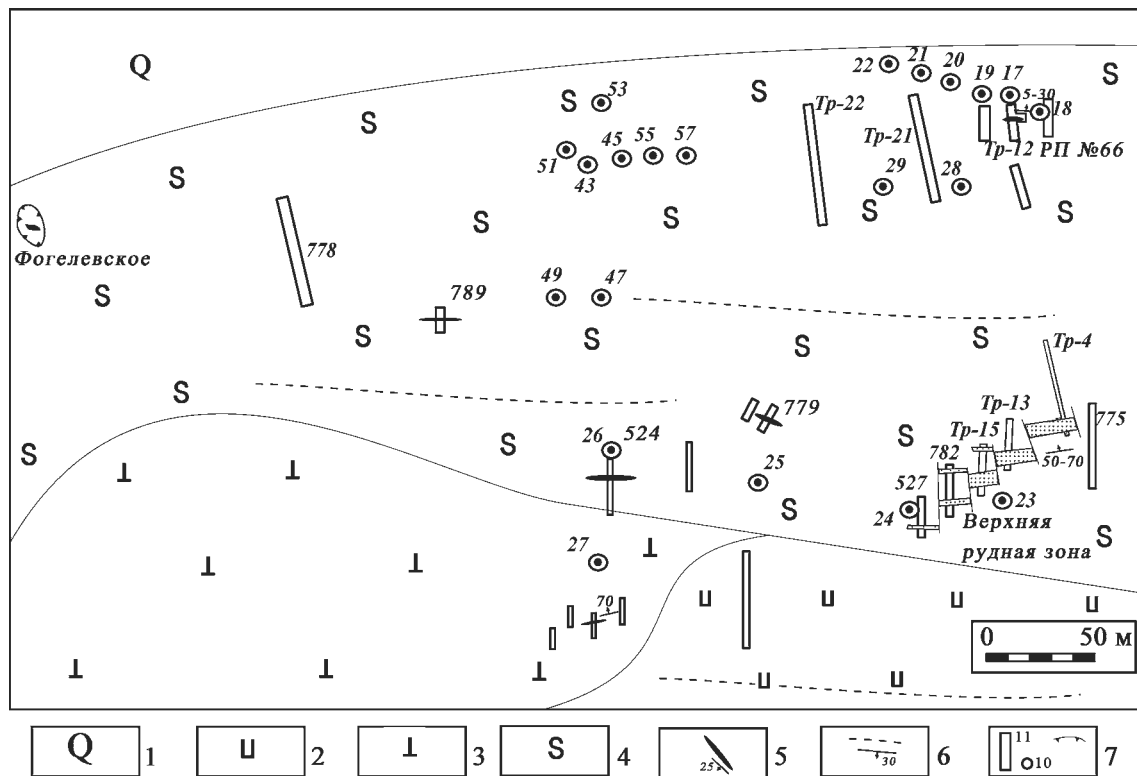


Рис. 4.30. Схема геологического строения участка Южный

Условные обозначения: 1 — дуниты, 2 — серпентинизированные дуниты, 3 — гарцибургиты, 4 — хромитовые тела, 5 — четвертичные отложения, 6 — каналы, 7 — скважины и их номера

крупнозернистыми (до 1–2 см) разностями, но масштабы оруденения незначительны (десятки — первые сотни тонн).

Рудопроявление № 66 приурочено к сильно выветрелым и трещиноватым аподунитовым серпентинитам. Хромиты здесь представлены короткой линзой густовкрапленных руд мощностью 0,3–0,5 м, длиной около 10 м, сопровождающейся несколькими параллельными тонкими прожилками хромитов как в висячем, так и в лежащем боку. Падение тела северное, пологое (аз. пад. 0°, ∠15–30°). Хромиты интенсивно выветрелые, часто превращены в «рудный песок». Текстуры руд основного тела пятнистая и равномерновкрапленная, структура средне-крупнозернистая.

Кроме мелких гнезд и линз хромитовых руд в пределах участка выявлена так называемая «Верхняя зона», сложенная бедновкрапленными мелкозернистыми рудами полосчатой текстуры. Она расположена в южной части участка, в гребневой части водораздела ручьев Асю и левого притока Малого Апшака. Оруденение здесь приурочено к выветрелым аподунитовым серпентинитам. Зона имеет субширотное восток-северо-восточное простирание (60–80°), ее ширина составляет от 3 до 7 м, падение крутое северное (50–70°). Оруденение прослежено канавами и траншеями на расстоянии 40–50 м, содержание Cr₂O₃ не превышает 10–15%.

Качественный состав хромитовых руд массивов Крака определялся с помощью представительного штучного опробования. Оно проводилось параллельно с бороздовым и имело целью предварительную оценку состава кускового концентрата, который может быть получен при рентгено-радиометрическом обогащении. Для этого вкрест простирания рудных тел по нескольким пересечениям отбирались борозды шириной 5 см, что соответствует штучам такого же диаметра. Не отбирались образцы только из заведомо безрудных интервалов (< 1% Cr₂O₃).

Результаты исследований сведены в серии статистических гистограмм (рис. 4.31). Для хромитовых руд массивов Крака характерны следующие особенности состава. Диапазон содержаний Cr₂O₃ в штучных пробах большинства объектов колеблется в пределах 5–45%, хотя содержания рудообразующих хромшпинелидов варьируют от 48 до 62%. Это свидетельствует о том, что в кракинских рудопроявлениях крайне редко встречаются сплошные хромиты. В значительных количествах они присутствуют лишь на месторождениях Большой Башарт, № 33 и редко встречаются на месторождении им. Менжинского.

Характер распределения содержаний Cr₂O₃ изменчив на разных объектах, часто гистограммы имеют два максимума встречаемости. Первый максимум проявлен практически повсеместно

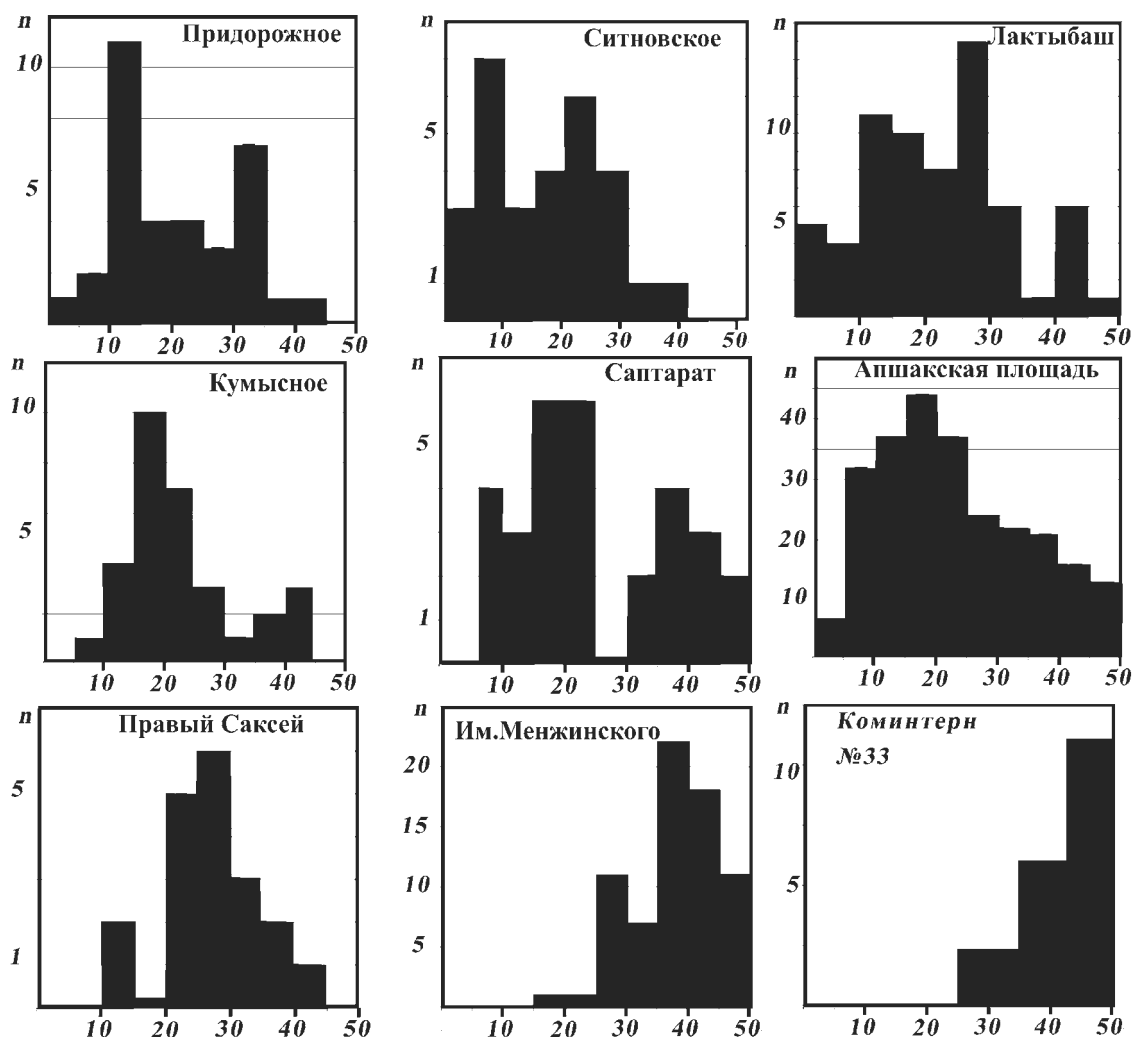


Рис. 4.31. Статистические гистограммы распределения Cr_2O_3 в штучных пробах хромитопоявлений массивов Крака

и соответствует бедно-среднекрупленным рудам с содержанием Cr_2O_3 10–20%, второй, как правило, менее выражен и характерен для густокрупленных хромитов (30–45% Cr_2O_3). Результирующая гистограмма для хромитов Апшакской площади имеет ярко выраженный максимум для среднекрупленных руд (15–25%) с постепенным уменьшением количества штучных проб с более высокими содержаниями окиси хрома. Среди исследованных объектов лишь на месторождениях им. Менжинского и № 33 четко выраженные максимумы соответствуют густокрупленным (35–45% Cr_2O_3) и сплошным (40–50% Cr_2O_3) рудам. На месторождении Правый Саксей, включая рудопроявления на его флангах (938 и 1108), максимум встречаемости соответствует средне-густокрупленным хромитовым рудам (20–30% Cr_2O_3).

Приведенные данные свидетельствуют о преимущественном распространении на хромитопоявлениях массивов Крака среднекрупленных руд и о достаточно пестром их качественном составе в пределах отдельных объектов. Кроме того, в пределах массивов известны месторождения бедно-

крупленных руд с запасами до 15 млн. т (Шатран, Ключевское). Обследование этих объектов показало, что в их строении принимают участие также руды различного качества — от бедно- (5–10% Cr_2O_3) до средне- и густокрупленных. Ранее разработка подобных месторождений считалась нерентабельной ввиду больших затрат на дробление и гравитационное обогащение с получением тонкого концентрата. С появлением же рентгено-радиометрических технологий крупнокускового обогащения отношение к таким объектам может измениться.

Апробация данного способа обогащения хромитов проводилась на рудопроявлениях Апшакской площади ООО «ГДК Хром» при помощи дробильно-сортировочного комплекса. Радиометрическое крупнокусковое обогащение осуществлялось на двухканальном рентгено-радиометрическом сепараторе СРФ-2-100/10, изготовленном ООО «Радос» (г. Красноярск). Предварительно раздробленная сырая руда проходила процесс грохочения, затем класс крупности обломков –100+10 мм сортировался на сепараторе с выходом двух продуктов — концентрата и хвостов.

Опыт работы на кракинских рудопроявлениях показал, что более приемлема схема переработки бедных и разубоженных при добычи богатых хромитовых руд с применением трехпродуктового сепаратора. Исходная руда с содержанием 5–20% Cr_2O_3 , содержащая включения вмещающих пород, поступает после предварительного дробления и грохочения на рентгено-радиометрический сепаратор. В результате сепарации образуются: 1) кусковой концентрат (не менее 35% Cr_2O_3), который является сырьем для металлургической промышленности; 2) хвосты, представленные дунитами с температурой плавления выше 1600°C , которые могут являться сырьем для производства огнеупоров; 3) промежуточный продукт (15% Cr_2O_3). Далее промежуточный продукт дробится до фракции -1 мм и обогащается с получением тонкого хромитового концентрата (45–55% Cr_2O_3) и дунитовой крошки, которые также находят практическое применение в металлургии и производстве огнеупоров.

Рассмотренные в этой главе хромитоносные площади массивов Крака характеризуются рядом сходных черт. Большая часть рудных тел характеризуется полосовидной формой в плане и залегает согласно с полосчатостью вмещающих пород. Для большей части рудных тел характерно крутое падение ($\angle 45\text{--}90^\circ$) и приуроченность рудных тел к дунитам.

4.2. ГИПЕРБАЗИТЫ ГЛАВНОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО ПОЯСА

4.2.1. Таловский массив

Породы дунит-гарцбургитового комплекса Таловского массива вмещают целый ряд хромитовых тел, объединенных в четыре группы: рудопроявления Тьелгинское, Индаштинское, Осиновый лог и месторождение Сардаткульское (рис. 4.32). Кроме того, известно порядка 30 мелких тел, не имеющих названий.

Сардаткульское месторождение (синонимы: Августовское, Карымкин лог) находится на восточном склоне г. Сардаткуль в 3,5 км на северо-запад от пос. Андреевка и на юго-запад от оз. Сардаткуль. Оно представлено тремя рудными залежами. Первая залежь, расположенная вблизи контакта серпентинитов и габбро-диоритов Тьелгинского массива, разработана карьером длиной 60 м и шириной 8–11 м, вытянутым в меридиональном направлении. В настоящее время карьер практически полностью завален, доступной остается только центральная часть длиной 30 м и глубиной 5–7 м. В северной части из него пройдены шурфы и шахта до глубины 16 м. Остатки хромитовой руды в виде густого вкрапленника наблюдаются вдоль восточного борта карьера и, частично, вдоль западного. Наиболее густая вкрапленность (до сплошного хромита)

Особенности строения заключаются в следующем: рудные тела Хамитовской площади приурочены к мощной полосе дунитов с подчиненным количеством гарцбургитов, которая непосредственно граничит с полосчатым комплексом и габброидами. Руды сложены мелкозернистыми хромшпинелидами, образующими полосчатые, струйчатые агрегаты, реже — равномерную вкрапленность. На хромитоносных площадях массива Южный Крака руды часто локализованы в сравнительно маломощных дунитовых телах (10–30 м, реже до 100 м) среди гарцбургитов. На широте участков Кумысное — Саптарат теряется индивидуальность дунитовых тел — появляются дунит-гарцбургиты. В пределах рудопроявления Южное оруденение сходно с таковым Ключевской зоны. Для хромитопроявлений массива Южный Крака наиболее характерна разномасштабная структура при преобладании среднезернистых руд.

Рудные тела Хамитовской площади характеризуются субмеридиональным простиранием и вертикальным падением, Апшакской — широтным простиранием, вертикальным падением на севере и более пологим северным ($\angle 30\text{--}45^\circ$) в центральной части. Рудные тела и вмещающие их породы Малобашартовской площади имеют северо-западное простирание, северо-восточное падение на севере и юго-западное на юге.

приурочена к центральной части рудного тела, а к периферии постепенно сменяется более редким вкрапленником.

В восточном борту рудное тело характеризуется полосчатым строением, которое обусловлено неравномерным распределением вкрапленности хромшпинелидов. Полосчатость падает под углом 65° на восток. В целом рудное тело имеет линзообразную форму с простиранием 355° , падением на восток под углом 70° .

Вторая рудная залежь, которая находится в 60 м к северу от первой, была разработана карьером длиной 20 м и шириной 8 м при максимальной глубине 3 м. В настоящее время выработка также сильно завалена. Рудное тело имело линзообразную форму и было сложено густовкрапленным хромитом. Оно характеризуется меридиональным простиранием и крутым падением (аз. пад. 95° , $\angle 65^\circ$). Длина залежи по простиранию составляет около 40 м при максимальной мощности до 10 м, на глубину прослежена шурфами до 12 м.

В центральной части карьера сохранился невыработанный целик руды. Хромит аналогичен руде первой залежи и также от центра к периферии, как по падению, так и по простиранию, постепенно переходит в пустую породу. Среднее

содержание Cr_2O_3 по залежи составляет 25,12%. Третья рудная залежь расположена в 150 м на север от второй. Вскрыта шурфом-зачисткой глубиной 3 м и серией шурфов. В стенке зачистки на глубине 2 м от поверхности рудное тело имеет мощность 0,5–0,7 м.

В 200 м к северо-востоку от описанного месторождения находится еще одно рудное тело.

Вскрыто 8 небольшими выработками в меридиональном направлении на протяжении 350 м. Площадь каждой выработки в среднем 10 м^2 при глубине 3–5 м. Наиболее крупная залежь вскрыта выработкой № 6. Залежь имеет линзообразную форму с простиранием 350° и падением 80° , мощность 1–3,5 м. Прослежена по простиранию на 25 м. Хромит представлен среднезернистым вкрап-

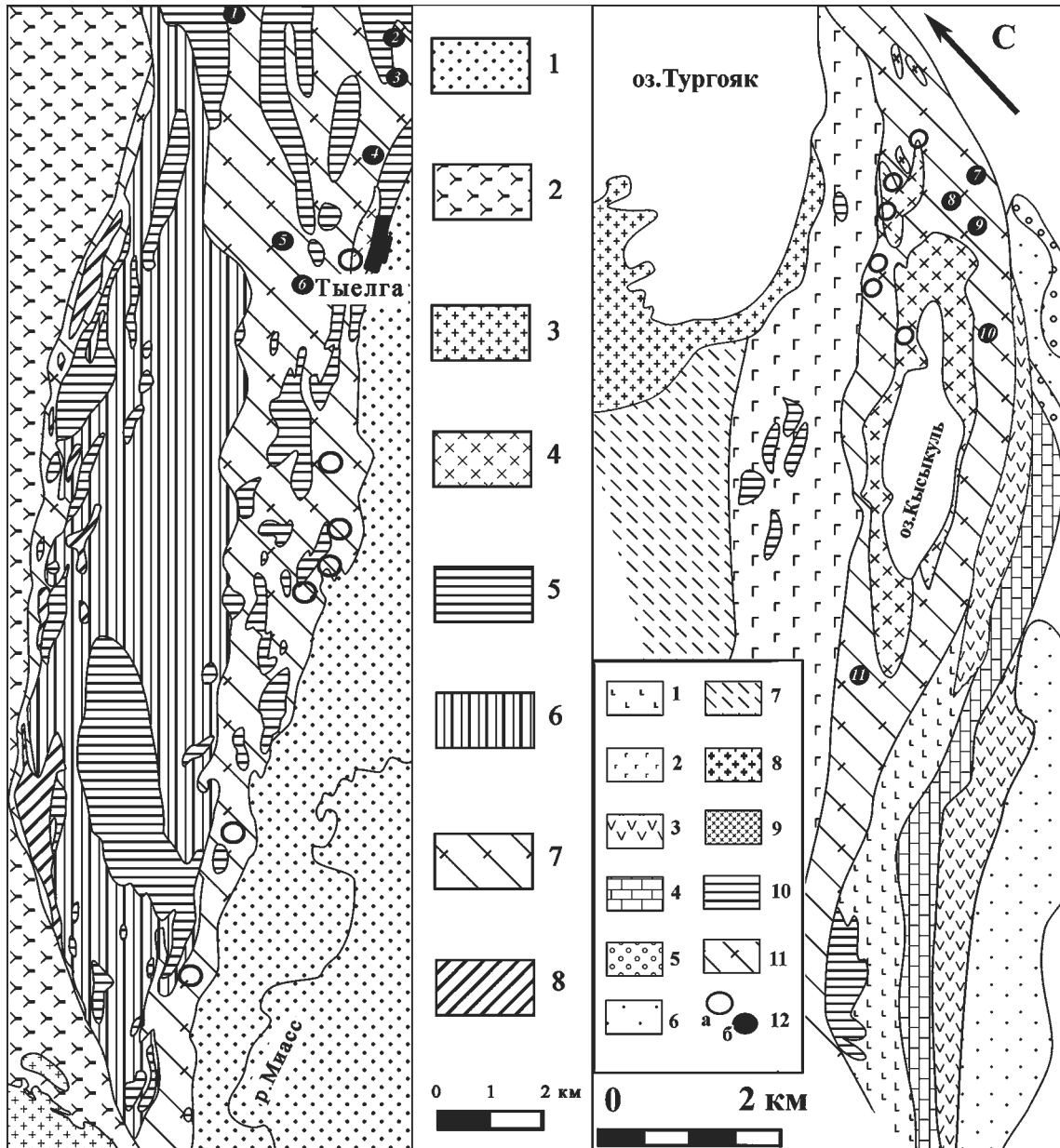


Рис. 4.32. Рудопроявления Таловского и Кысыкульского массивов

Условные обозначения для А: см. на рис. 2.16; **для Б:** 1–3 — среднедевонские отложения (1 — туфопесчаники, туффиты, базальтовые порфириды и их туфы, 2 — вулканы основного, среднего и кислого состава и их туфы, 3 — базальтовые и андезитовые порфириды и их туфы, красноцветные туффиты); 4–5 — нижнедевонские отложения (4 — известняки, 5 — туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями пелитовых туффитов, порфириды трахиандезитового и трахибазальтового состава); 6 — силурийско-нижнедевонские отложения (базальтовые порфириды, их туфы и лавобрекчии, прослойки туфопесчаников и известняков); 7 — кембрийско-ордовикские отложения (углеродисто-глинистые, кварц-полевошпат-карбонатные, слюдяно-кварцевые сланцы, амфиболиты, порфиритоиды, кварцито-песчаники, мраморы); 8–11 — интрузивные образования (8 — граниты, 9 — диориты, 10 — габброиды, 11 — апогарцбургитовые серпентиниты); 12 — рудопроявления (а — золоторудные, медные, б — хромитопроявления) и их номера: 1 — Индаштинское, 2–3 — Сардаткульское, Карымкин лог, 4–6 — Тыелгинская группа проявлений, 7–9 — Симская Яма, Шахта Шуппе (1–3 участки), 10 — Кысыкульское, 11 — Сыростанское

ленником, в южной части переходящим в густовкрапленный хромит. Разведочными шурфами залежь прослежена по падению до глубины 12 м. Рассечкой из шурфа на глубине 7,5 м в западном направлении установлен контакт залежи с диоритовым телом. В приконтактной зоне развита голубовато-зеленая кайма хлорита мощностью 0,3–1 м. Серпентиниты на контакте с диоритом сильно рассланцованы и хлоритизированы.

Тыелгинское рудопроявление (синонимы: 35 квартал, Андреевское). Находится в 4,5 км на СЗ от южной окраины пос. Андреевка, время открытия неизвестно. Рудное тело массивного хромита (Cr_2O_3 — 44–47,17%) имело гнездообразную форму и залегало среди плотных серпентинитов, в настоящее время оно полностью отработано выработкой 2×3 м и глубиной 2,5 м. Содержание окиси хрома в средневкрапленных рудах колеблется в пределах 21,09–33,37%, в густовкрапленных и массивных рудах 35–42,33% [Вахромеев и др., 1936, Реестр..., 2000].

Рудопроявление Осиновый лог находится на г. Осиновая. Оно представлено 10 рудными телами. Предполагаемая форма рудных тел — линзовидная. Преобладающий тип руды — густовкрапленный, реже средневкрапленный и сплошной. Содержание Cr_2O_3 составляет в среднем 30%. Разрабатывалось выработками глубиной 5–7 м, шириной 4–6 м, длиной 7–11 м и шахтой глубиной 18 м.

Индаштинское рудопроявление находится в центральной части северной половины массива, на вершине одноименной горы. Оруденение приурочено к аподунитовым серпентинитам. Густовкрапленные и сплошные хромиты слагают тело трубообразной формы, характеризующееся субвертикальным падением. Прослеженная длина тела по простиранию составляет около 10 м, по падению — 4 м при средней мощности 0,5 м. Содержание в рудах Cr_2O_3 составляет 45% [Реестр ..., 2000].

Несколько хромитопроявлений расположено в гипербазитах южного продолжения Таловского массива — Кысыкульском серпентинитовом массиве (Симская Яма, Поликарповское, Кысыкульское и др.).

Месторождение **Симская Яма** открыто в 1883 г. и разрабатывалось до 1914 г. [Уральские ..., 1936]. Оно является наиболее крупным хромитовым объектом в пределах рассматриваемой площади. На месторождении заложен карьер размером 35×18×15 м, из северной стенки которого пройдена шахта до глубины 35 м. Оруденение представлено одним рудным телом массивного хромита, залегающим среди рассланцованных серпентинитов. Вмещающие породы оталькованы, хлоритизированы, в них отмечаются многочисленные включения карбонатов, родохрома. Среди серпентинитов отмечаются реликты выветрелых дунитов с прожилками полосчатых густовкрапленных хромитов.

Основное линзообразное рудное тело имело субмеридиональное простирание и субвертикальное падение (аз. пад. 95°, $\angle 80^\circ$) и характеризовалось крутым северным склонением под углом 50–70°. Мощность тела массивного хромита на поверхности составляла 3–4 м, а на глубине 20–30 м варьировала от 5 до 9 м [Уральские ..., 1936]. Содержание Cr_2O_3 в руде составляет от 39,31 до 49,65% (в среднем 43%), сведений о количестве добытой руды нет, в недрах осталось около 1 000 т хромита.

Кроме основного участка, называемого «Шахтой Шуппе», вблизи расположены еще два (II и III — Ушаковский отвод). Протяженность рудных тел по падению на этих участках не превышает 12 м, более заметным распространением здесь пользуются густовкрапленные хромиты. Содержание Cr_2O_3 на участке II варьирует от 17,21 до 39,25%, в среднем составляя 31,21%, а на III участке — 27,6–43,16%, в среднем — 36,9% [Уральские ..., 1936].

Поликарповское месторождение расположено на южном склоне Кысыкульской горы и открыто в 1926 г., здесь добыто около 1 000 т хромитов. Оруденение приурочено к аподунитовым серпентинитам. Вблизи рудного тела расположен контакт дунитов с породами габброидного комплекса — габбро-диоритами и пироксенитами. Рудное тело имеет линзовидную форму, длина его по простиранию 12 м, мощность от 1 до 3,5 м. Простирание тела северо-восточное (аз. прост. 30°), падение крутое северо-западное, отмечается склонение к югу под углом 40–45°. Руда представлена преимущественно массивным хромитом, но в северо-восточной части проявления отмечается полосчатый вкрапленник: аз. пад. полосчатости 300° $\angle 65$ –70°.

4.2.2. Нуралинский массив

В пределах *Нуралинского массива*, включая зону серпентинитового меланжа, известно 5 месторождений, 23 рудопроявления и множество точек минерализации (рис. 4.33). Наиболее крупным хромитопроявлением массива являлось **месторождение Мокрая яма**. К сожалению, о его строении не сохранилось практически никаких сведений. Известно лишь, что в период эксплуатации его в начале XX века было добыто более 150 000 т хромитов с содержанием Cr_2O_3 до 47% [Ковалёв, Салихов, 2000]. Вмещающими породами являлись серпентиниты зоны меланжа северной части массива.

Курманкульское месторождение расположено вблизи одноименного озера, северо-восточнее хребта Бол. Нурали. Оно приурочено к полосе гипербазитов субмеридионального простирания, протягивающейся восточнее основного массива Нурали и отделено от него полосой осадочных пород зилаирской свиты. Месторождение впервые описано И.И. Боком [1929 г.], изучалось затем

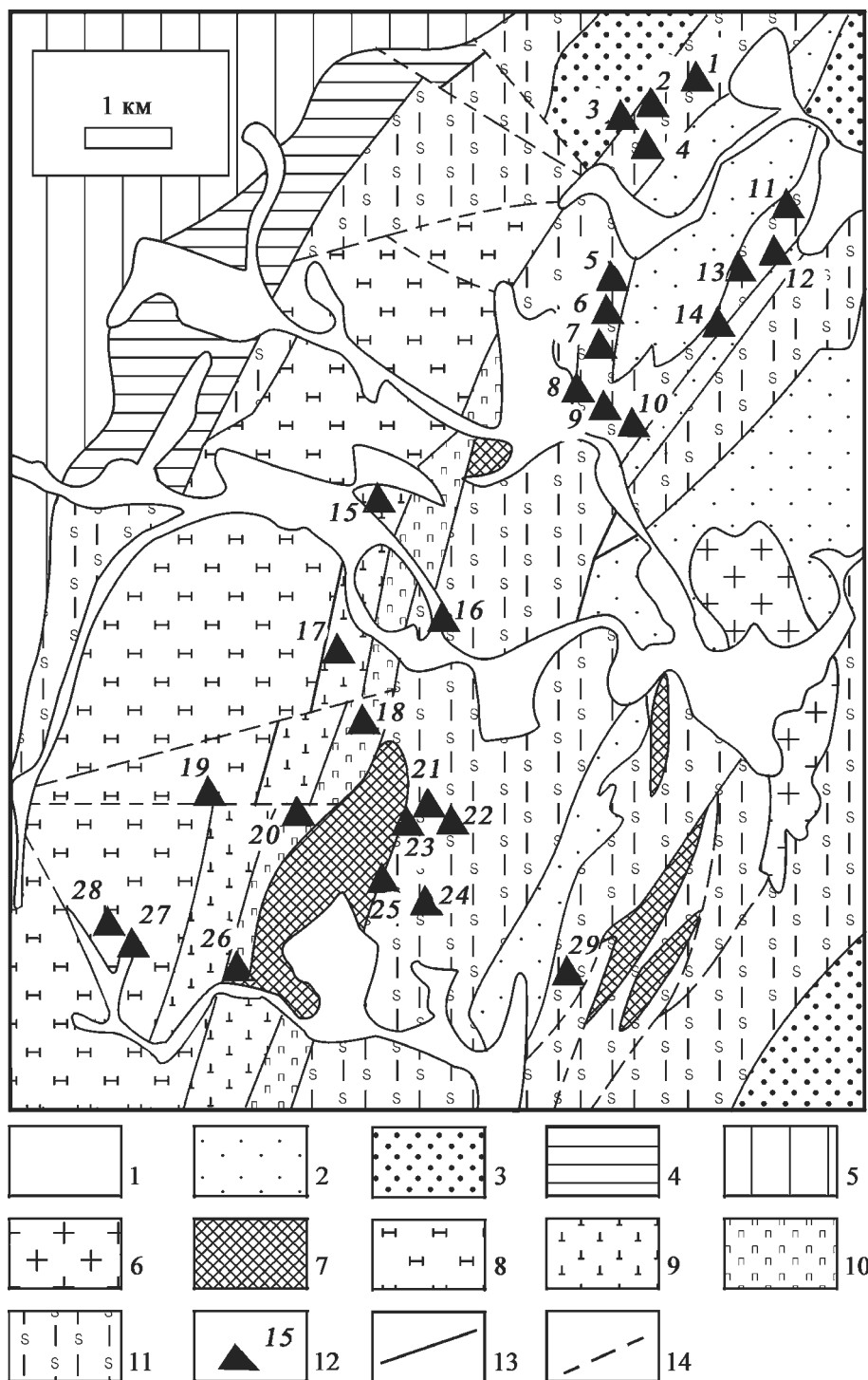


Рис. 4.33. Схема расположения хромитопоявлений в пределах Нуралинского массива и его ближайшего обрамления. По материалам Е.А. Шумихина и др.[1987 г.]

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения, 2–3 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения D_3-C_1 (2) и D_2 (3), 4 — ордовикско-силурийские отложения, 5 — докембрийский метаморфический комплекс зоны Уралтау, 6 — гранитоиды, 7 — габброиды, 8 — перидотиты шпинелевые и плагиоклазовые, 9 — дуниты и гарцбургиты, 10 — полосчатый верлит-клинопироксениновый комплекс, 11 — серпентинитовый меланж (матрикс — аподунитовые, апогарцбургитовые серпентиниты и серпентиниты неуставленной природы; в обломках — габброиды, гранитоиды, вулканогенные и осадочные породы, метасоматиты), 12 — хромитопоявления и их номера, 13 — геологические границы, 14 — разрывные нарушения. **Хромитопоявления:** 1 — Мокрая яма, 2 — Сияк-Тукан-1, 3 — Сияк-Тукан-2, 4 — Сияк-Тукан-3, 5 — Ольгинское, 6 — рудопоявление № 5, 7 — рудопоявление № 3, 8 — рудопоявление № 2, 9 — месторождение № 7, 10 — Петровский рудник, 11 — Курманкульское, 12 — Больше-Курманкульское, 13 — Атгестинское, 14 — рудопоявление № 8, 15 — Северо-Шерамбайское, 16 — Шерамбайское, 17 — Нуралинское, 18 — Западно-Шерамбайское, 19 — Средне-Нуралинское-1, 20 — Восточно-Нуралинское-1, 21 — Восточно-Сарусакульское-1, 22 — Восточно-Сарусакульское-2, 23 — Сарусакульское, 24 — Уртыкташское, 25 — Южно-Сарусакульское, 26 — Восточно-Нуралинское, 27 — Средне-Нуралинское-2, 28 — Средне-Нуралинское-2, 29 — Андрей-Ивановское

Н.М. Парфеновым и др. [1932 г.], Е.А. Шумихиным и др. [1980 г.].

Хромитовые руды залегают преимущественно в серпентинизированных дунитах и аподунитовых серпентинитах, в южной части месторождения рудовмещающие породы интенсивно оталькованы. Хромиты образуют серию маломощных жил средне- и бедновкрапленных руд с содержанием Cr_2O_3 14,6–34,25% [Шумихин, 1987 г.]. Рудная зона имеет северо-восточное простирание и крутое юго-восточное падение под углом 70–80°, она разбита субширотными разломами на несколько крупных блоков.

Прожилки хромитов в дунитах распределены неравномерно, чаще всего они параллельны. Длина рудных тел достигает 50 м, мощность изменяется от 3 до 8,5 м. Для хромитов наиболее характерны полосчатая текстура и мелкозернистая панидиоморфная структура, что сближает их с хромитопроявлениями Правосаксейской рудоносной зоны массива Средний Крака. Отдельные тела подсечены бурением на глубине 50 м. Прогнозные ресурсы руды со средним содержанием Cr_2O_3 5–12,8% составляют 2,7 млн. т [Шумихин, 1980 г.].

Аттестинское месторождение расположено в 1 км юго-юго-западнее Курманкульского, в той же полосе гипербазитов. Месторождение открыто, разведывалось и эксплуатировалось в 1920–30-е годы [Бок, 1929 г.; Парфенов, 1932 г.; Конюхов, 1935 г.]. На месторождении (рис. 4.34) пройдено несколько эксплуатационных выемок (карьеров), наибольший из них имеет длину более 100 м, вытянут по аз. 20–40°. Глубина карьера достигает в центральной части 20–30 м. Предположительно, основная рудная залежь имела северо-восточное простирание, в южной части 30–40°, в северной 10–30°. Падение ее было, судя по форме эксплуатационных выемок, крутое северо-западное ($\angle 50\text{--}70^\circ$). Севернее основного карьера находятся еще три выемки размерами 15–20 × 5–10 × 2–5 м,

расположенные параллельно друг другу и вытянутые в субмеридиональном направлении по азимуту 10–20°.

К моменту описания геологического строения П.Г. Фарафонтьевым [1939 г.], в пределах месторождения сохранились лишь три рудных тела — сателлита основной залежи, так называемые Восточная, Средняя, Западная и Четвертая линзы, длиной 8–10 м и мощностью 2,5–3 м.

Вмещающими породами для хромитов являются аподунитовые серпентиниты. Кроме них, на площади развиты пироксениты и габброиды. Непосредственно с запада к рудовмещающим гипербазитам подходят вулканогенно-осадочные породы зилаирской свиты, представленные преимущественно кремнистыми породами и туфами.

Хромитовые руды на месторождении представлены преимущественно густо- и средневкрапленными разновидностями с содержанием Cr_2O_3 от 25 до 40%, подчиненную роль играют массивные хромиты и бедный вкрапленник. Текстурно-структурные особенности руд сходны с таковыми, описанными выше для Курманкульского месторождения (полосчатые мелкозернистые).

Кроме описанных выше Курманкульского и Аттестинского месторождений, в пределах той же

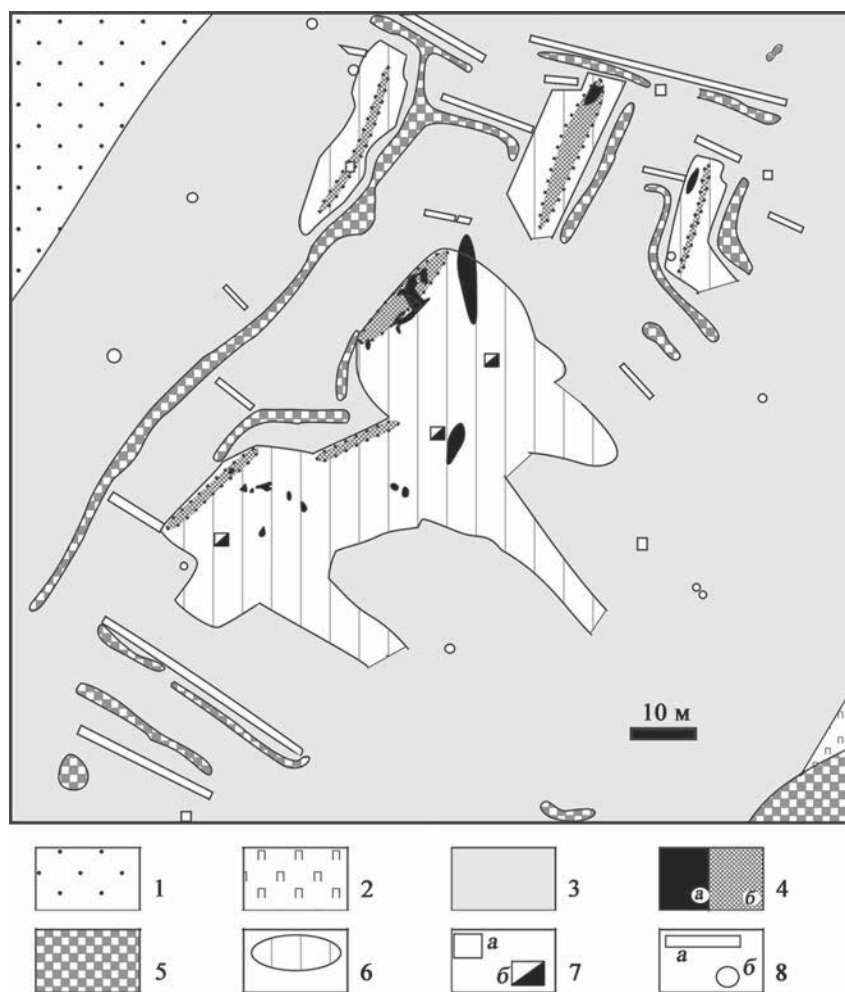


Рис. 4.34. Схема строения Аттестинского месторождения. По П.Г. Фарафонтьеву [1939 г.]

Условные обозначения: 1 — осадочные породы зилаирской свиты; 2 — пироксениты; 3 — аподунитовые серпентиниты; 4 — хромиты (а — выходы рудных тел, б — контуры отработанных рудных тел); 5 — отвалы пород; 6 — контуры эксплуатационных выемок (карьеров); 7 — шурфы (а) и шахты (б); 8 — канавы (а) и скважины (б)

полосы гипербазитов известно еще несколько объектов: Петровский рудник, Больше-Курманкульское рудопроявление, месторождение 7. Все упомянутые хромитопроявления образуют единую рудоносную зону субмеридионального простирания. Характерными чертами ее являются: приуроченность к узкой полосе гипербазитов, протягивающейся восточнее Нуралинского массива; преобладание мелкозернистых полосчатых хромитовых руд; блоковая тектоника, обусловленная наличием серии широтных разрывных нарушений. Общая протяженность данной зоны около 3 км. На юге она сливается с зоной меланжа восточной части Нуралинского массива, а на севере вплотную подходит к озеру Курманкуль. Данная хромитовая зона, на наш взгляд, заслуживает внимания как объект для поисков вкрапленных хромитовых руд (10–30% Cr_2O_3).

В пределах собственно Нуралинского массива, включающего в себя хребет Большой Нурали и зону меланжа в районе озер Шерамбай и Нуралинское, известны лишь мелкие проявления массивных хромитов и одно месторождение бедновкрапленных руд.

Нуралинское месторождение выявлено Е.А. Шумихиным [1980 г.] в полосе развития дунитов. Им выделено пять рудных зон протяженностью до 700 м, мощностью 20–35 м. Простирание рудных зон северо-восточное (50–60°), падение северо-западное под углом 70–80°, ориентированы они согласно полосчатости вмещающих пород. Внутри зон выявлено четыре рудных тела длиной до 130 м при мощности 2,5–12 м. Руды преимущественно бедновкрапленные, содержание окиси хрома варьирует от 5 до 30%. Запасы, подсчитанные до глубины 100 м, составляют 1,6 млн. т.

Майское рудопроявление приурочено к дунитовому блоку среди серпентинитов. Сложено оно средне- и бедновкрапленными рудами с содержанием Cr_2O_3 15,49–23,32%. Запасы его не превышают 500 т.

С перидотитовой частью массива связан ряд небольших рудопроявлений: Средне-Нуралинские I, II и др. Оруденение, как правило, локализовано в гарцбургитах среди плагиоклазовых лерцолитов. Рудные тела представлены шширами и обособлениями неправильной формы, их размеры не превышают 5×4×6 м. Контакты рудных тел резкие, постоянно присутствует маломощная серпентинитовая оторочка. Содержание окиси хрома в рудах 40–48%.

Самыми многочисленными в пределах массива являются проявления, сосредоточенные в полосе серпентинитового меланжа, окаймляющего массив с востока. Среди них Восточно-Нуралинское, Сарусакульское, Сияк-Тукан и др. Размеры рудных тел небольшие, форма чаще всего гнездовая или линзовидная. Наиболее типичны сплош-

ные руды с содержанием Cr_2O_3 до 40%, что указывает на низкую хромистость рудообразующего хромшпинелида.

Из хромитопроявлений, приуроченных к меланжу северной части Главного гипербазитового пояса, одним из наиболее значительных является **Красовское месторождение**. Оно расположено в 4 км к северу от с. Вознесенка и приурочено к телу серпентинизированных дунитов, залегающему среди габбро-диоритов Вознесенского массива. Все дунитовое тело длиной около 700 м и мощностью 5–7 м является рудной зоной (рис. 4.35). Оно круто падает на северо-запад под углом 75–80°. Разрывное нарушение разбивает рудную зону на южный и северный блоки. В северной части выявлено одно рудное тело жиллообразной формы, его длина около 120 м, мощность 3–4 м. В южной части оруденение представлено четырьмя телами длиной до 40 м и мощностью до 4 м. Они сложены густовкрапленными, сплошными и бедновкрапленными рудами. В сплошных рудах содержание окиси хрома более 35%, во вкрапленных 10–30%.

4.2.3. Калканский массив

В пределах *Калкановского массива* известны многочисленные мелкие рудопроявления, залегающие в нацело серпентинизированных ультрабазитах. Среди них Калкановское I, II, Верхне-Илектинское, Рысаевское, Гафартушское I, II, Ургунское I, II и др. Наиболее крупными объектами являются Калкановское I и II.

Месторождение Калкановское I расположено на восточной окраине д. Калканово. Оруденение приурочено к расланцованным серпентинитам, скорее всего, аподунитовой природы, и представлено рудным телом длиной 59 м, мощностью 0,5–4,6 м (рис. 4.36). Среди хромитов преобладают густо- и средневкрапленные разновидности, массивные руды имеют подчиненное значение. Содержание Cr_2O_3 в рудах варьировало в пределах 15,34–37,05% [Ковалёв, Салихов, 2000]. Запасы руды на месторождении составляли 24 737 т [Жилов, 1932 г.]. В настоящее время месторождение полностью отработано.

Месторождение Калкановское II (синоним «Старые выработки») расположено в 1,5 км южнее первого, вблизи грунтовой дороги Калканово — Юлдашево. На месторождении было известно 9 рудных тел линзовидной формы длиной 15–20 м. Одно рудное тело достигало длины 65 м. Тела вытянуты в меридиональном направлении и образовывали единую рудную зону длиной до 200 м. Возможно, они представляли собой тектонически разобщенные блоки одного крупного рудного тела [Ковалёв, Салихов, 2000]. На месторождении преобладали массивные хромиты с содержанием

Рис. 4.35. Схема строения Красовского месторождения. По П.Г. Фарафонтьеву [1939 г.]; С.Г. Ковалёву, Д.Н. Салихову [2000]

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения, 2 — известняки, 3 — габброиды, 4 — пироксениты, 5 — серпентиниты аподунитовые, 6 — то же, околорудные, 7 — хромиты, 8 — разрывные нарушения

Cr_2O_3 40,71–43,63% и густовкрапленные разновидности (35–38% Cr_2O_3). Запасы месторождения составляли 19 400 т [Фарафонтьев, 1938 г.]. На сегодняшний день месторождение полностью выработано.

4.2.4. Юлдашевский массив

Месторождение Кутарды приурочено к северной части Юлдашевского гипербазитового массива [Пастухов, 1935 г., 1936 г.]. Рудные тела расположены либо на его восточной периферии (карьеры 1, 4), либо в центральной части (карьеры 3, 5). По форме они относятся к штокам, жилочно-шиповым скоплениям, простираение их почти согласное с простираением массива (меридиональное). Рудные тела периферии массива иногда граничат с порфиритами, хлорит-амфиболовыми породами и отдельными участками мраморизованных известняков (карьер 4). Для них характерны резкие контакты с вмещающими породами и наличие остроугольных глыб этих пород в рудной массе (рис. 4.37).

Рудные тела в центральной части приурочены к узким полосам серпентинизированных дунитов или аподунитовых серпентинитов. Для них характерны вкрапленные руды и постепенный переход от вмещающих пород через вкрапленники к массивным хромитам. Полосы аподунитовых серпентинитов расположены в массиве отдельными участками с общим субмеридиональным прости-

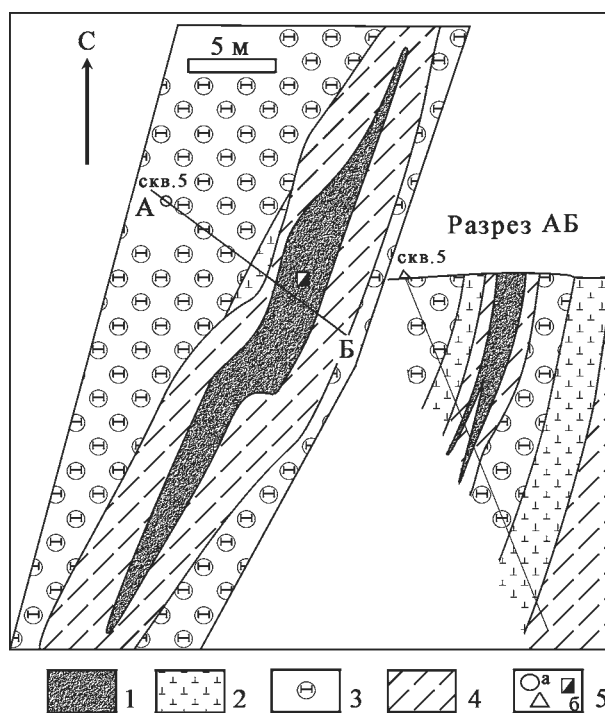
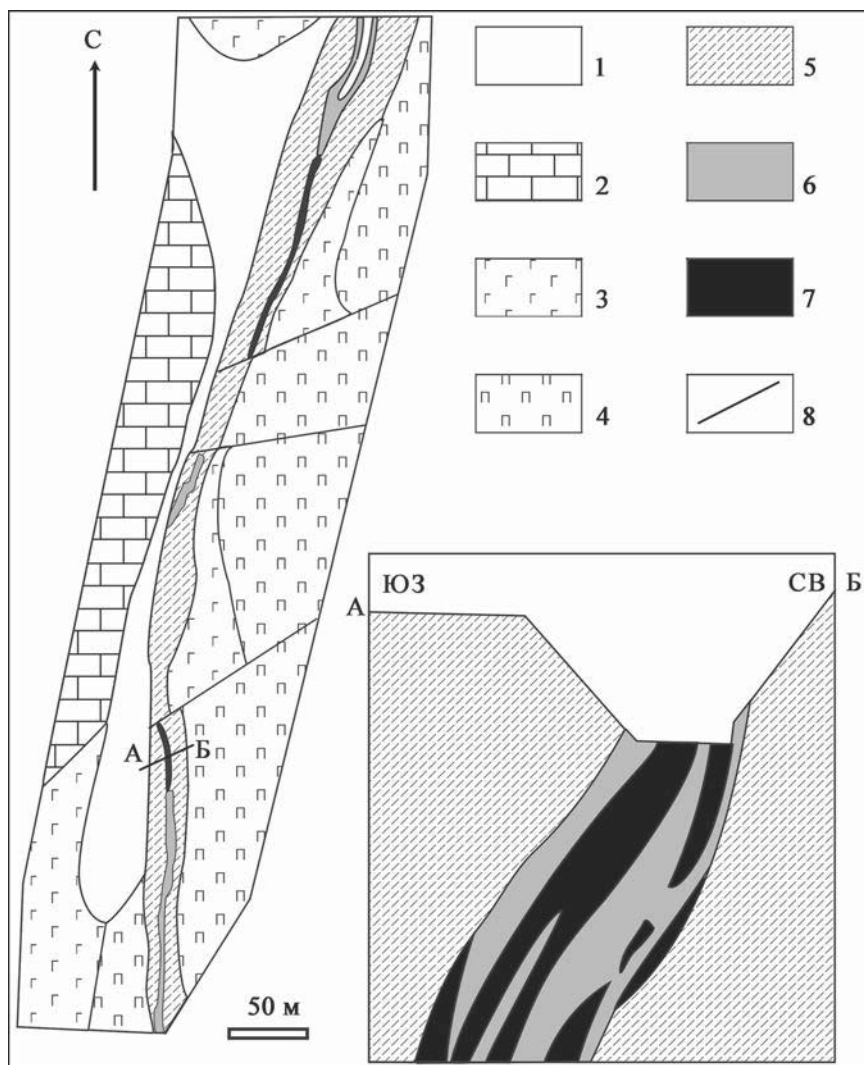


Рис. 4.36. Схема геологического строения месторождения Калкановское I (рудное тело 1). По Е.А. Шумихину [1985 г.], С.Г. Ковалёву и Д.Н. Салихову [2000]

Условные обозначения: 1 — хромиты вкрапленные, 2 — гарцбургиты и дуниты серпентинизированные, 3 — серпентиниты аподунитовые, 4 — серпентиниты неясной природы, рассланцованные, 5 — положение буровой скважины (а) и шахты (б)

ранием, в них часто отмечаются зоны вкрапленных руд. Вблизи рудных тел также отмечаются дайки диоритов.

Руды массивные и вкрапленные, причем преобладают массивные с содержанием $Cr_2O_3 = 30-48\%$. Вкрапленные представлены «рябчиковыми»

и ленточными разновидностями с содержанием $Cr_2O_3 = 10-30\%$. Минеральный состав руд: хромит (красно-бурый в тонких срезах), серпентин, хлорит, иногда оливин, гранат, карбонаты.

Карьер № 1 расположен в южной части месторождения. Рудные тела, представленные тремя штоками, к настоящему времени выработаны. Простираение почти меридиональное и параллельное друг относительно друга, падение вертикальное. Вмещающие породы (серпентиниты) сильно рассланцованные и выветрелые, контакт с рудой резкий, в юго-восточной части карьера обнажаются плотные серпентиниты. В восточной части участка имеются выходы диоритов, в западной — мраморизованных известняков. В стенках карьера можно наблюдать остроугольные включения серпентинитов в руде. Здесь интенсивно проявлены тектонические деформации: трещины сброса, зеркала скольжения, милонитизация и др. Хромит преимущественно густовкрапленный и массивный со средним содержанием Cr_2O_3 около 36,31%.

Карьер № 2 находится в средней части месторождения. Здесь рудные тела имеют линзообразную форму с простираением СВ 40° и СЗ падением ($\angle 65^\circ$). Длина по простираению 35 м, мощность около 6 м. Вмещающие породы — апоперидотитовые серпентиниты, в контакте с рудными телами повсеместно развита оторочка аподунитовых серпентинитов. В северной части карьера возле рудного тела с восточной и западной стороны проходят жилы хлорит-амфиболовых пород. С востока они отделяются от рудного тела рыхлыми серпентинитами, с запада — серпентинитами брекчиевидного строения. Рудные тела в этой части месторождения также обладают брекчиевидным строением.

Хромит — массивный и вкрапленный, с преобладанием первой разновидности. Вкрапленные руды представлены ленточным типом и приурочены

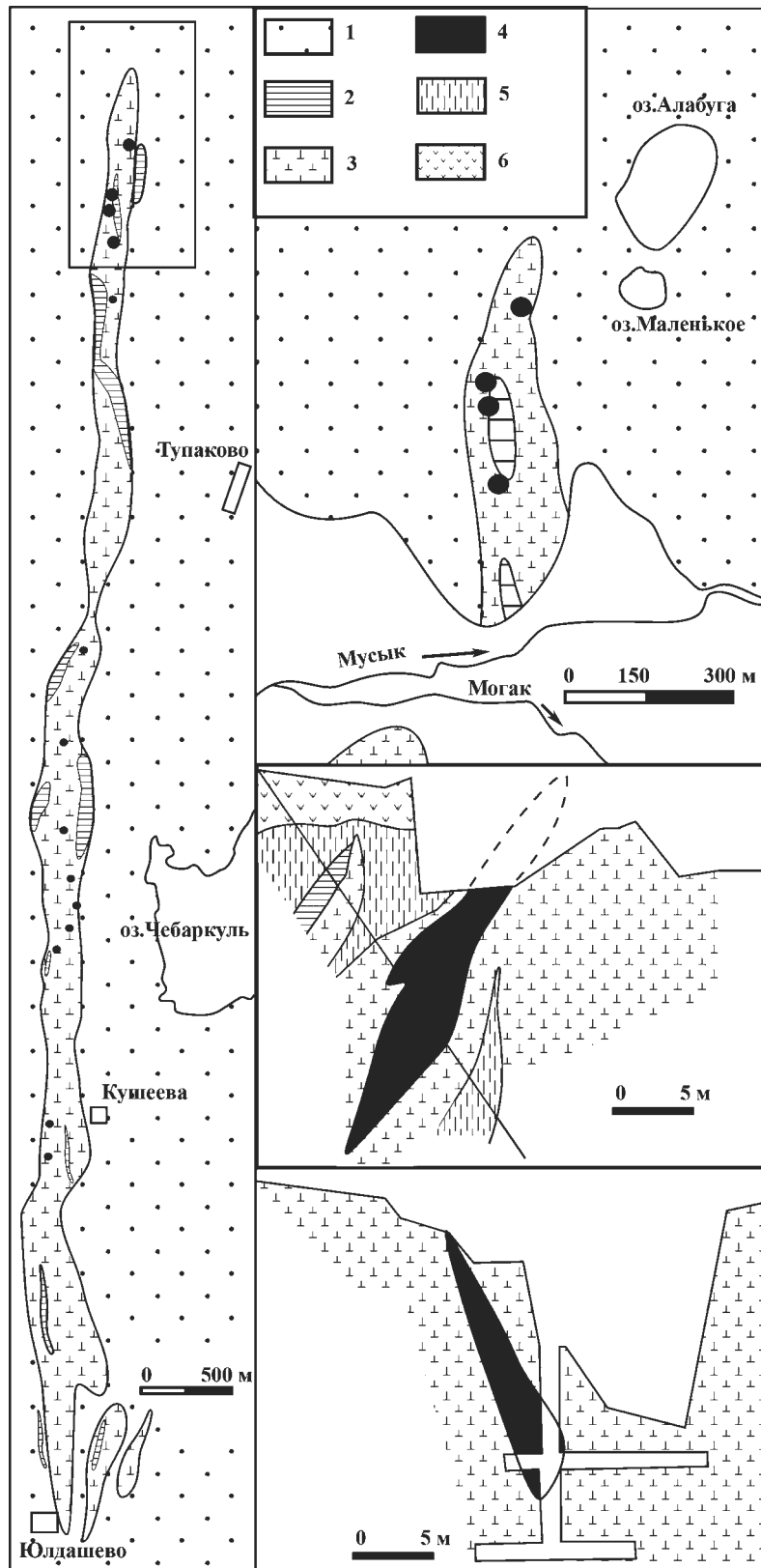


Рис. 4.37. Схема расположения хромитопроявлений на площади Юлдашевского гипербазитового массива и строение рудных тел месторождения Кутарды

Условные обозначения: 1 — вмещающие осадочные и вулканогенно-осадочные породы, 2 — диориты, габброиды, 3 — серпентиниты, 4 — хромиты, 5 — серпентиниты разрушенные, 6 — рыхлые отложения

в основном к контакту с аподунитовыми серпентинитами, с постепенным переходом от них к массивному хромиту. Среднее содержание Cr_2O_3 составляет 36,08%.

Карьер № 4 находится в средней части месторождения, в 100 м на СЗ от карьера № 3. Рудные тела его, представленные рядом линз, в настоящее время выработаны. Простираение тел меридиональное, падение вертикальное. Вмещающие породы — апоперидотитовые серпентиниты, измененные и хлоритизированные, они граничат с хлорит-амфиболовыми породами, иногда непосредственно с порфиритами (западный борт южной части карьера). Иногда среди серпентинитов встречаются глыбы мраморизованного известняка, сопровождаемого хлорит-гранатовыми породами и магнетитом. Также здесь среди хромитов встречаются остроугольные глыбы серпентинитов. В результате тектонических процессов некоторые глыбы известняков изогнуты и даже скручены. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие. Хромит представлен массивной и густовкрапленной разновидностями со средним содержанием Cr_2O_3 в руде 35,32%.

Карьер № 5 расположен в северной части месторождения. Рудные тела имеют жилообразно-шлифовую форму, часто — причудливую конфигурацию с простираением СВ 50° и северо-западным падением (угол до 70°). Длина по простираению 70 м, средняя мощность 1 м. Хромитовые тела окружены по краям маломощной (0,5–1 м) оторочкой аподунитовых серпентинитов, переходящих затем в апоперидотитовые. Последние обычно представлены плотными разновидностями и только в южной и северной частях — выветрелые. В центральной части данного участка также проявлены тектонические деформации, выраженные в сбросах рудных тел, сопровождающихся зеркалами скольжения, руды массивные и вкрапленные, с преобладанием второго типа, переходы между ними постепенные, среднее содержание Cr_2O_3 в руде составляет 34,63%. Запасы по месторождению «Кутарды» в целом составляют 8 895 т [Пастухов, 1936 г.].

4.2.5. Халиловский массив

Детальное изучение хромитоносности Халиловского массива проводилось в 1930-е годы. Наиболее подробные сведения о хромитопроявлениях массива приводятся в работах А.Г. Бетехтина [Бетехтин, Кашин, 1937; Бетехтин, 1940] и более позднем обобщении [Реестр ..., 2000].

На площади массива рудопроявления хромитов распределены неравномерно. Наиболее значительное их количество приурочено к центральной части южной половины массива. Оруденение рас-

средоточено в многочисленных мелких проявлениях, сгруппированных чаще всего в линейные зоны. Расположение рудоносных зон контролируется дунит-гарцбургитовой полосчатостью. Преобладающей ориентировкой ее является субмеридиональная (аз. прост. $340-20^\circ$) при крутом восточном падении ($\angle 60-90^\circ$). Хромиты почти всегда приурочены к дунитовым полосам и жилообразным телам дунитов, залегание их субсогласно с залеганием дунитов и полосчатостью гарцбургитов (рис. 4.38, табл. 4.14).

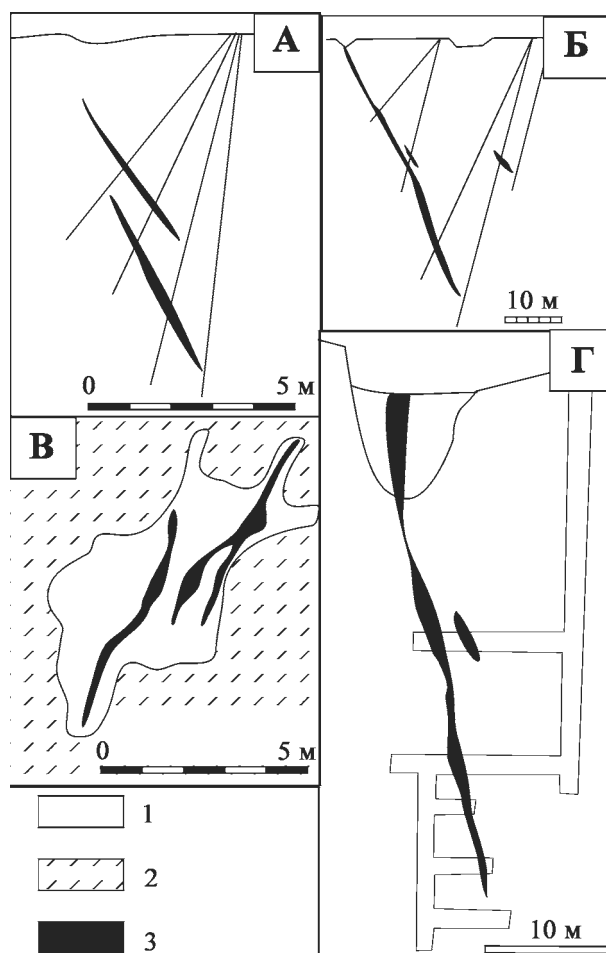


Рис. 4.38. Морфология рудных тел хромитов Халиловского массива. По А.Г. Бетехтину, С.А. Кашину [1937]; А.Г. Бетехтину [1940]

Условные обозначения: 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — хромитовая руда

Примечание: А — месторождение № 22, Б — месторождение № 28 (поперечные разрезы), В — месторождение № 8 (план), Г — месторождение № 114 (поперечный разрез)

Для большинства рудных тел массива характерны линзовидные и жилообразные формы, реже встречаются столбообразные и гнездообразные скопления хромитов (рис. 4.38). Мощность отдельных рудных тел обычно незначительна (0,5–1 м, реже до 3–5 м) при протяженности по простираению до 150 м, в редких случаях до 300 м. Протя-

Таблица 4.14

Особенности строения и вещественного состава хромитов Халиловского массива

№ п/п	№ объекта	Аз.пад., \angle пад.	Мощность рудных тел, м	Размеры рудных тел, м	Форма	Текстура	Структура	Cr_2O_3 , %	
1	25, 25а, 51, 23	общее для зоны: $110^\circ \angle 70^\circ$	до 0,75–1	до 20–25	жилы, линзы (25, 25а, 51), столбовообразная (23) четковидные	сплошная	крупнозернистая	40,7–60,0	
2	90	–	–	–	гнездообразная	нодулярная	средне-крупнозернистая	–	
3	114	западное, $\angle 60–80^\circ$	1–4	25–35	жилообразная четковидная	сплошная	крупнозернистая	52–59	
4	113, 112, 99	восточное, крутое	1–1,5	–	столбовообразная четковидная		–	–	–
5	28	$130^\circ \angle 60–70^\circ$	0,п–3	по падению 60	жилообразная четковидная		–	–	36,0
6	47, 49	$90^\circ \angle 60–70^\circ$	–	–	жилообразная, линзовидная	сплошная	–	50–53	
7	79	–	–	–	неправильно-линзовидная		средне-крупнозернистая	60,19	–
8	30	$100^\circ \angle 65–85^\circ$	0,1–2	15–50, по падению до 63	жилообразная четковидная	сплошная, брекчиевидная	–	41,1–59,5	
9	22	для зоны: восточное $\angle 50^\circ$	0,5–1,5	до 15	группа линз и гнезд		–	–	47,0–60,0
10	6	в верхней зоне $20–30^\circ \angle 45^\circ$; на глубине $80 \angle 35^\circ$	диаметр сечения до 4–5	по падению 100	столбовообразная, в поперечном сечении — линзовидная	сплошная, вкрапленная	–	около 40	
11	15	восточное $\angle 30–50^\circ$	–	–	мелкие изолированные четковидные линзы и гнезда		–	–	–
12	41	простираение меридиональное, падение вертикальное	до 1, реже — более	общая длина 300, по падению 90	жилообразная четковидная		–	41,0–61,52	
13	59		–	–				–	50,11–58,92
14	2	$90^\circ \angle 30^\circ$	1–2,5	по падению до 30	линзовидная, в коре выветривания	сплошная, густовкрапленная	–	около 40	
15	65	простираение субмеридиональное	–	–	линзовидная, гнездообразная		–	–	50,33–56,38
16	66	–	–	–	жилообразная	сплошная, вкрапленная (пятнистая)	–	42,88–55,14	
17	60	–	–	–	жилообразная, линзовидная		–	–	49,7–53,4
18	37	простираение субмеридиональное	–	–	жилообразная	сплошная, вкрапленная	–	31,05–48,39	
19	55		–	–			жилообразная	вкрапленная (пятнистая)	среднезернистая

женность рудных тел по падению весьма изменчива и на большинстве объектов слабо изучена вследствие их незначительных размеров. Наибольшая подсеченная глубина распространения оруденения составляет 90 м (месторождения № 41, 59).

Для многих рудных тел в поперечных разрезах характерна четковидная форма, обусловленная наличием многочисленных раздувов и пережимов (месторождения № 28, 30, 59, 114 и др.), часто наблюдается разветвление рудных тел (№ 30, 59 и др.). Из текстурных типов руд наиболее распространенными в пределах массива являются сплошные и густовкрапленные, значительно реже встречаются более бедные вкрапленники. Лишь на одном рудопроявлении (№ 90) отмечено наличие нодулярных руд. Преобладает крупнозернистое сложение рудных тел.

Хромитовое оруденение Главного рудного поля Халиловского массива сосредоточено в многочисленных рудных телах, образующих цепочки в пределах серии параллельных рудных зон (рис. 4.39). В настоящее время практически все известные хромитопроявления массива отработаны, на их месте остались лишь эксплуатационные горные выработки — небольшие карьеры, реже — шахты и штольни. На всех изученных рудопроявлениях

простираение полосчатости в породах согласно с удлинением выемок, которое соответствует простиранию рудных тел. Более того, все рудные зоны имеют параллельное субмеридиональное простирание (ССВ 10–20°), они трассируются линиями карьеров.

Характерная особенность хромитового оруденения Халиловского массива — узловое строение рудных зон. Карьеры имеют ступенчатое («ямочное») строение в продольном разрезе (рис. 4.39). Оно обусловлено наличием многочисленных будин хромита, «нанизанных» на линейные субмеридиональные зоны, которые между собой параллельны. Большинство рудных тел залегает в маломощных телах дунитов среди гарцбургитов, часть рудных тел — в гарцбургитах, но всегда они окружены незначительной по мощности оторочкой дунитов или аподунитовых серпентинитов. Руды по текстурно-структурным особенностям весьма однообразны: густовкрапленные, среднекрупнозернистые. Лишь в одном карьере наблюдались полосчатые бедновкрапленные руды среднезернистой структуры. Большинство рудных тел в плане имели субмеридиональное простирание, согласно с полосчатостью вмещающих ультрабазитов.

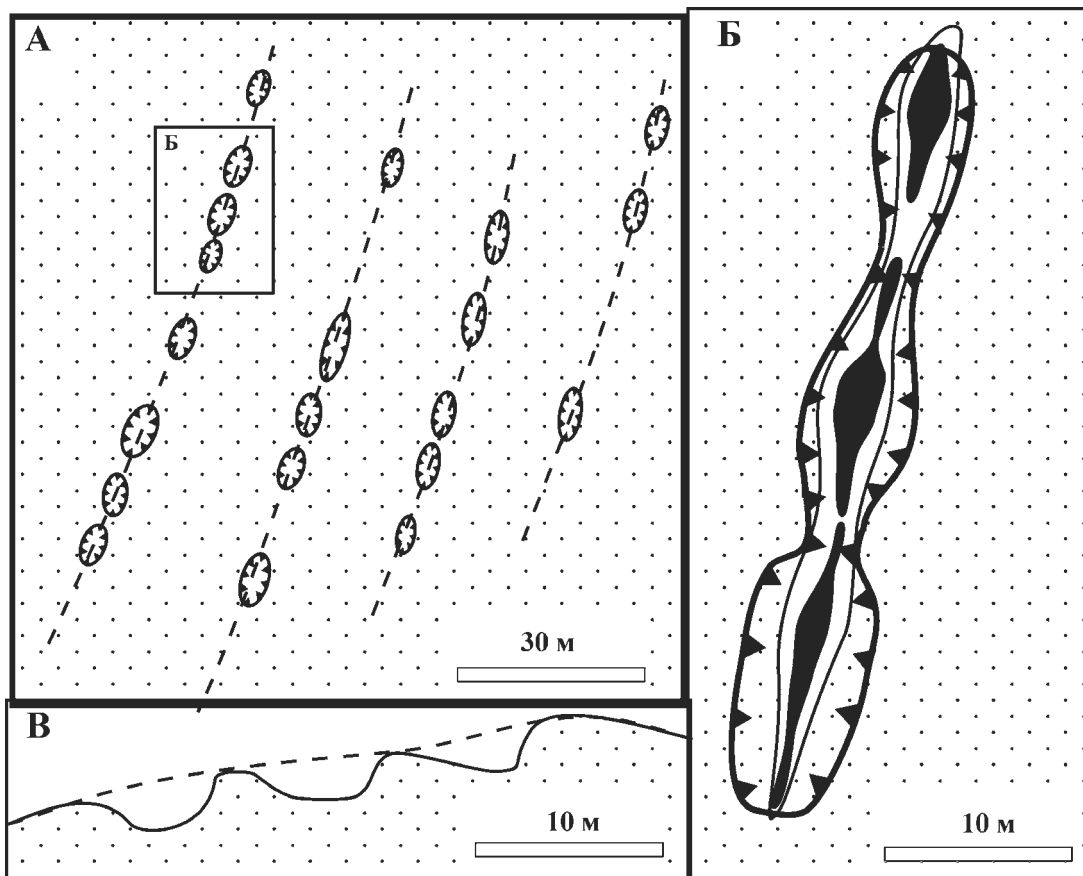


Рис. 4.39. Схема строения рудных зон в пределах Южного рудного поля Халиловского массива

Примечание: А — схема расположения эксплуатационных горных выработок на одном из участков Южного рудного поля; Б — строение фрагмента рудной зоны; В — продольный профиль через рудную зону рис. 4.39 Б

Наблюдаемые особенности строения Главного рудного поля Халиловского массива, а также рудных зон и отдельных рудных тел приводят к выводу о ведущей роли тектонического фактора в локализации оруденения. Образование линзовидных крутопадающих тел массивных и густо-вкрапленных хромитов происходило в обстановке поперечного сжатия, ориентированного субортгонально по отношению к дунит-гарцбургитовой полосчатости. В результате метаморфической дифференциации вещества на месте полосовидных в плане тел бедно- и средневкрапленных хромитов, расположенных внутри довольно мощных дунитовых обособлений формировались сильно сжатые будины, мощность дунитов резко сокращалась, при этом пластичный оливин выжимался из интерстиций между хромшпинелидами и на месте полосчатых руд формировались однородные густо-вкрапленные и массивные хромиты.

4.2.6. Хабарнинский массив

Изучение хромитоносности Хабарнинского массива наиболее интенсивно проводилось в 1920–30-х годах [Станкевич, Зайцев, 1935 г.; Долицкий, Вашкова, 1936 г. и др.]. Подробные сведения о геологическом строении, текстурно-структурных особенностях и составе руд приводятся в работе С.А. Кашина и В.Л. Фёдорова [1940]. Хромитовое оруденение в пределах Хабарнинского массива распределено весьма неравномерно. Большая часть хромитопроявлений расположена в северо-восточной части массива и приурочена к мощным дунитовым обособлениям полосовидной и линзовидной формы с подчиненной ролью гарцбургитов и пород верлит-клинопироксенитового комплекса. Выше нами уже было отмечено, что ультрабазиты залегают согласно, чередуясь в разрезе в виде полос и линзовидных тел, полого падая на юго-запад под углами 20–50°.

Данную часть массива можно рассматривать как рудное поле. В его пределах существует как минимум три рудных узла или рудоносные зоны, характеризующихся линейной формой. Хромитопроявления пространственно связаны с тремя «дунитовыми полями»: главным, северо-западным и восточным [Кашин, Фёдоров, 1940; Варлаков, 1978б].

Наиболее значительные запасы хромовых руд сосредоточены в месторождениях северо-западного дунитового поля, в частности, здесь расположено самое крупное месторождение района (№ 5/II) (рис. 4.40). Практически все хромитопроявления Хабарнинского массива характеризуются близкими условиями залегания, внутренним строением рудоносных зон и вещественным составом руд.

Оруденение обычно приурочено к дунитам, почти на всех участках к ним примыкают клинопироксениты, контакты между породами резкие, залегание преимущественно согласное (рис. 4.40). На всех хромитопроявлениях наблюдаются секущие дайки, сложенные габбро-диабазами и горнбленидами. Для них наиболее характерна субмеридиональная ориентировка, преобладает северо-западное простирание рудных тел, дунитов и клинопироксенитов (аз. прост. 310–320°). На большинстве объектов падение рудных тел относительно пологое юго-западное (∠20–50°). Лишь на месторождениях 5/I и 7 простирание изменяется на северо-восточное при юго-восточном падении. На рудопроявлении № 10 оруденение образует складку, крылья которой на юге падают на юго-запад (∠30°), а на севере — на северо-восток (∠30–45°).

Наряду с преобладающим субсогласным залеганием линзовидно-полосчатых тел дунитов и клинопироксенитов, в карьерах часто наблюдались секущие взаимоотношения между клинопироксенитами, с одной стороны, и дунитами и хромитами — с другой. Так, в карьере № 3/4 жилы клинопироксенитов пересекают хромитовое тело под острым углом. На месторождениях № 6 и 10 в дунитах наблюдались многочисленные секущие жилы клинопироксенитов и верлитов. На месторождении № 6 аподунитовые серпентиниты и клинопироксениты «проникают друг в друга» языками и апофизами [Кашин, Фёдоров, 1940].

Рудные тела на месторождениях Хабарнинского массива характеризуются весьма высокой изменчивостью мощностей и качества руд (табл. 4.15). Преобладают полосовидные и линзовидные, сильно уплощенные тела, которые часто прерываются и ветвятся. Они образуют так называемый «линейный штокверк» со значительными колебаниями содержания Cr_2O_3 в борздовых пробах. Мощность отдельных рудных обособлений колеблется от первых сантиметров до 10–14 м, длина по простиранию — от первых метров до 120 м. Отдельные рудные тела образуют «рудные зоны» или «свиты» [Кашин, Фёдоров, 1940] со значительными вариациями состава. Это обусловлено частым чередованием внутри таких зон участков безрудных дунитов, бедно-, средне-, густовкрапленных, реже — сплошных руд.

На всех хромитопроявлениях преобладающим текстурным типом является полосчатый вкрапленник (рис. 4.41), в меньшей степени развиты равномерновкрапленные средне- и густовкрапленные руды. В подчиненных количествах встречаются сплошные и нодулярные хромиты. Во всех типах руд хромшпинелиды образуют мелкозернистую структуру (размер зерен менее 1 мм).

Наиболее хорошо изученным и крупным месторождением Хабарнинского массива является *месторождение № 5/II*. Здесь по падению оруденение

прослежено на 60 м. Мощность отдельных рудных тел достигает 10 м, содержание Cr_2O_3 в рудах изменяется от 8 до 45%. На объекте пройден карьер, имеющий вытянутую в меридиональном направлении форму. Протяженность его составляет около 100 м при ширине до 30 м и глубине от 4–5 до 20 м. В отвалах наблюдаются многочисленные

обломки полосчатых мелкозернистых хромитов и аподунитовых серпентинитов.

В приповерхностной зоне по серпентинитам развита кора выветривания, представленная бурыми железняками. В южной части карьера находится неглубокая выемка — площадка, она удлиняет карьер еще на 15–20 м, высота ее бортов 3–4 м.

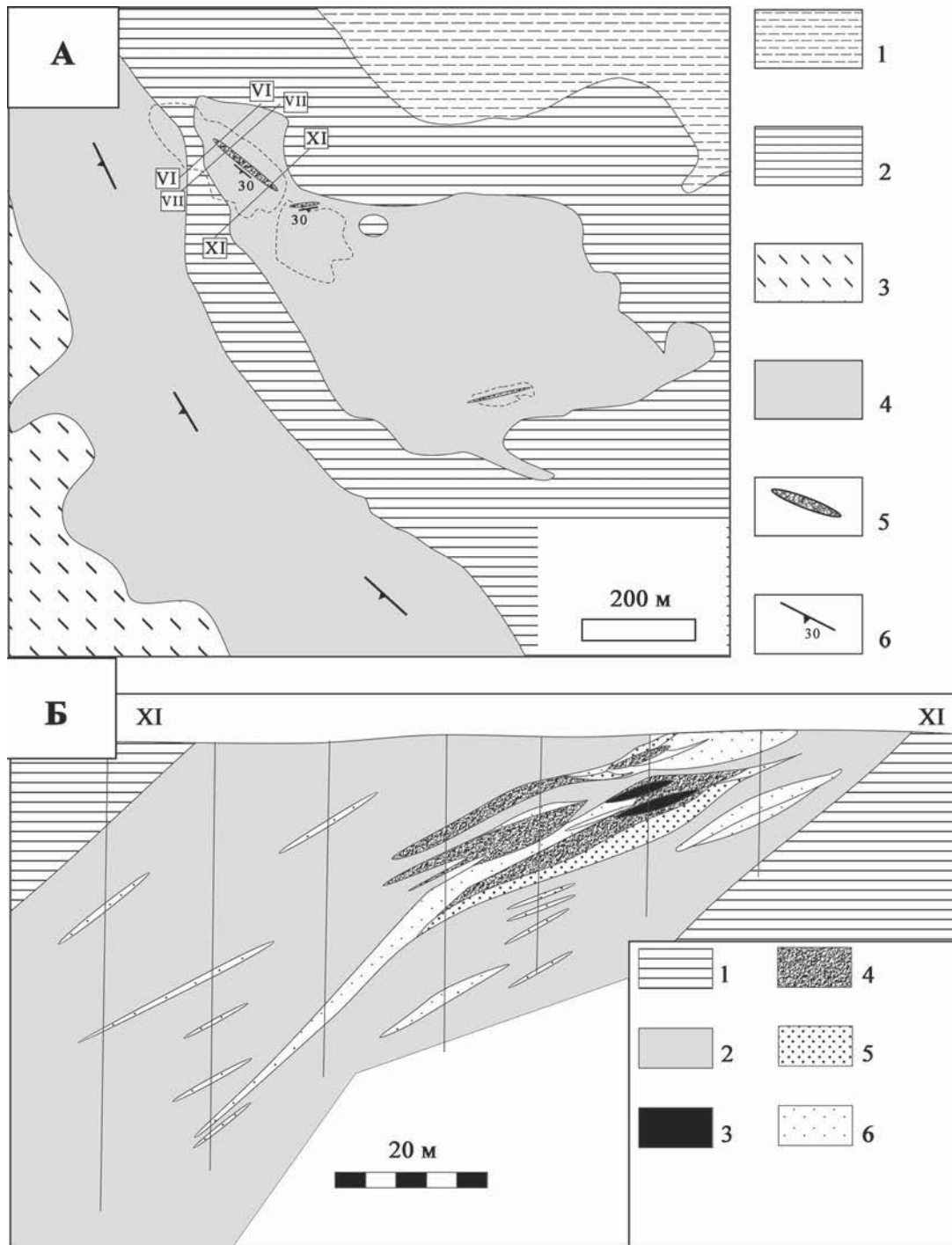


Рис. 4.40. Схема геологического строения района месторождений № 5/I и 5/II (А) и поперечный разрез по профилю XI–XI через рудную зону месторождения № 5/II (Б). По С.А. Кашину и В.Л. Фёдорову [1940]

Условные обозначения для А: 1 — амфиболиты, 2 — клинопироксениты и верлиты, 3 — дунит-гарцбургитовый комплекс (преимущественно гарцбургиты), 4 — преимущественно дуниты, 5 — хромиты, 6 — элементы залегания ориентированных текстур в породах и рудах; **для Б:** 1 — клинопироксениты и верлиты, 2 — дуниты, 3–6 — хромиты массивные (3), густо- (4), средне- (5) и бедновкрапленные (6)

Особенности строения и вещественного состава хромитов Хабаровинского массива

№ п/п	№ объекта	Аз.пад. ∠пад.	Длина рудных тел, м	Мощность рудных тел, м	Содержание Cr ₂ O ₃ , %
1	5/II	210–230° ∠30–45°	1–80	0,5–14	8,0–45,0
2	5/I	1500176° ∠25–30°	зона — 120	зона 15–20	
3	6	200–250° ∠25–45°	от 1×5 до 5×87	—	
4	7	юго-восточное ∠25–30°	10–15	0,п–3	
5	8	205–215° ∠13–20°	—	0,п–15	
6	9	190–200° ∠10–22°	от 2×10 до 10×30	—	
7	10	на севере — северо-восточное ∠30–45°, на юге — юго-западное ∠30–45°	—	—	
8	3/4	простираение 320–340°	—	—	
9	1	260° ∠60°	10×6	—	
10	2 (а, в, с)	а — 230° ∠45°; в — 225° ∠40–85°; с — 235° ∠40°	—	—	
11	11	305–310° ∠65–75°	—	—	

На перемычке и в южной части карьера много обломков клинопироксенитов.

Среди хромитов преобладают образцы с полосчатой текстурой, среди них редко встречаются петельчатые руды. Петельчатость обычно проявлена на фоне общей полосчатости. Реже встречаются пятнистые (такситовые) хромиты. Для всех текстурных типов хромитов характерна мелкозернистая структура. В обломках видны постепенные переходы от обычной струйчато-полосчатой текстуры к петельчатой. Они выражены в постепенном «обжати» струйками хромшпинелидов силикатных включений при сгущении вкрапленности.

В средней части карьера, в уступе — большое количество петельчатых хромитов. Здесь также

встречаются переходные разновидности от струйчато-полосчатых хромитов к линзовидно-полосчатым, далее — к петельчатым, а затем к сплошным хромитам (одновременно увеличивается густота вкрапленности).

Общие запасы хромитов на объектах Хабаровинского массива по состоянию на 1.01.1937 г. составляли около 700 000 т, из которых около 500 000 т сосредоточено в пределах месторождения № 5/II [Кашин, Фёдоров, 1940].

Больше половины от общего объема запасов (60%) составляют средне- и бедновкрапленные руды со средним содержанием Cr₂O₃ около 20%, остальные 40% приходятся на сплошные и густовкрапленные типы хромитов, содержащих 35–40% Cr₂O₃. Рудообразующие хромшпинелиды хромитопроявлений Хабаровинского массива высокохромистые и относятся к алюмохромиту (50–56% Cr₂O₃). В рудных минералах несколько повышены содержания FeO (11,17–18,48%) и Fe₂O₃ (4,2–10,1%).

В хромитах Хабаровинского массива преобладают идиоморфные зерна хромшпинелидов. Практически не просвечивающие в проходящем свете, они характеризуются насыщенными красно-бурыми и красно-коричневыми оттенками в тонких срезах. Они всегда образуют мелкие выделения (0,05–0,5 мм), лишь в сплошных рудах зернистость несколько повышается (до 1 мм). Силикатные минералы (оливин, серпентин) обычно ксеноморфны по отношению к агрегатам хромшпинелидов.

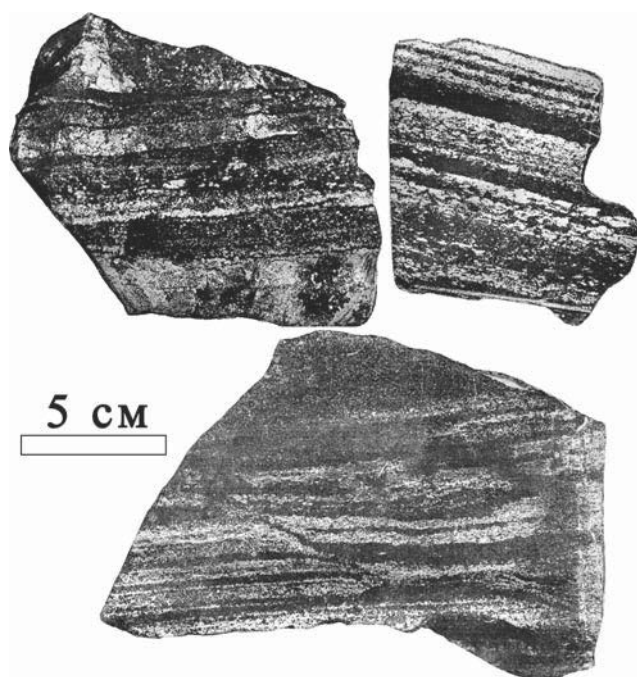


Рис. 4.41. Текстуры хромитов Хабаровинского массива, по С.А. Кашину, В.Л. Фёдорову [1940]

4.2.7. Кемпирсайский массив

Месторождения хромитов различного масштаба встречаются по всей площади Кемпирсайского массива, но запасы руды распределены в них весьма неравномерно. В северной части массива расположено Батамшинское рудное поле, в южной — Степнинское, Тагашасайское, Юго-Западное и Главное рудные поля. Небольшие рудопроявления хромитов расположены также в пределах Мамытского массива.

Хромитопроявления Степнинского рудного поля залегают в зоне сочленения троктолитов и гарцбургитов. Они характеризуются небольшими размерами и низким содержанием Cr_2O_3 в рудообразующем хромшпинелиде (менее 40%). Месторождения Батамшинского, Тагашасайского и Юго-Западного рудных полей приурочены к полям развития гарцбургитов с небольшими жильобразными обособлениями дунитов, которые и вмещают оруденение. Для хромитопроявлений данных рудных полей также характерны незначительные размеры и невысокое содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах (до 43–45%) при высокой их глиноземистости.

Наиболее крупные месторождения массивных и густовкрапленных хромитов, сложенных высокохромистыми рудообразующими хромшпинелидами, расположены в юго-восточной части массива, в пределах Главного рудного поля. Ниже рассмотрены наиболее типичные месторождения северной (Батамшинское рудное поле) и юго-восточной (Главное рудное поле) частей Кемпирсайского массива.

Большая часть хромитопроявлений северной части массива располагается в поле развития гарцбургитов и полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса. От вмещающих пород рудные тела всегда отделены дунитовой (аподунитовой) оторочкой мощностью первые метры, реже они приурочены к полосовидным и жильобразным телам дунитов среди гарцбургитов мощностью 15–25 м. Значительно реже хромиты залегают в поле развития дунитов (рудопроявления № 5, 7, 8).

Для рудных тел месторождений характерна жильобразная форма: длина по простиранию варьирует в пределах 10–150 м при мощности от 0,5 м до 7–10 м. Элементы залегания хромитовых тел обычно субсогласны с дунит-гарцбургитовой полосчатостью и минеральной уплощенностью в гарцбургитах (рис. 4.42). Наиболее типичными являются субмеридиональные (аз. прост. 320–340°) крутопадающие рудные тела ($\angle 40$ –90°). Границы хромитов с вмещающими дунитами резкие.

По особенностям внутреннего строения хромитовых тел, среди них можно выделить три основных типа:

1) сложенные преимущественно массивными средне- и крупнозернистыми рудами, приурочен-

ные к массивным (порфиroidным) гарцбургитам (рудопроявления № 1, 2, 3–20 и др.);

2) сложенные, наряду с массивными, густовкрапленными среднезернистыми хромитами, приуроченные к полосчатым гарцбургитам и дунит-гарцбургитовому комплексу (рудопроявления № 6, 8, 19 и др.);

3) сложенные только вкрапленными рудами, приуроченные преимущественно к дунитам и энстатитовым дунитам (рудопроявления № 7, 21).

Наиболее распространены месторождения первых двух типов. В месторождениях первого типа отмечается смена массивных руд вкрапленными к периферии тел («к местам выклинивания»). Во внутренних частях рудных тел, преимущественно сложенных вкрапленными разновидностями хромитов, наблюдаются многочисленные обособления массивных руд. Для месторождений северной части массива в целом не характерны мелкозернистые структуры и редковкрапленные текстуры.

Текстурно-структурные особенности хромитов следующие. Массивные руды характеризуются среднезернистым (2–5 мм) или крупнозернистым (5–12 мм) сложением. В среднезернистых рудах силикаты встречаются в большем количестве. Для густовкрапленных руд наиболее характерны среднезернистые структуры (1–6 мм). Нодулярные хромиты имеют подчиненное распространение, в их строении преобладают уплощенные нодулы с размерами 1–4 см по длинной оси. Встречаются переходные типы от вкрапленных к нодулярным, где на фоне общей вкрапленной массы часть зерен сгруппирована в округлые агрегаты. Полосчатые и равномерно вкрапленные руды развиты очень незначительно и характеризуются мелко- среднезернистым сложением (0,5–2,5 мм).

В составе руд преобладают гипидиоморфные зерна хромшпинелидов, хорошо просвечивающие красновато-оранжевым цветом. Силикатная часть руд представлена апооливиновым серпентином, реже встречаются хромхлориты, хромактинолит, опал, магнетит.

Отличительной особенностью состава рудообразующих хромшпинелидов месторождений северной части Кемпирсайского массива является их низкая хромистость и относительно высокая глиноземистость. Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах составляет 34,3–39,4%, а концентрация Al_2O_3 — 27,0–32,3%. Таким образом, состав рудообразующих хромшпинелидов близок к составу аксессуарных хромшпинелидов гарцбургитов этой части массива. Метаморфизм рудных минералов проявлен незначительно, его интенсивность находится в прямой зависимости от интенсивности хлоритизации руд. При незначительном содержании хлорита в руде, в хромшпинелидах образуются лишь тонкие непросвечивающие каймы хроммагнетита по периферии зерен. Увеличение содержания

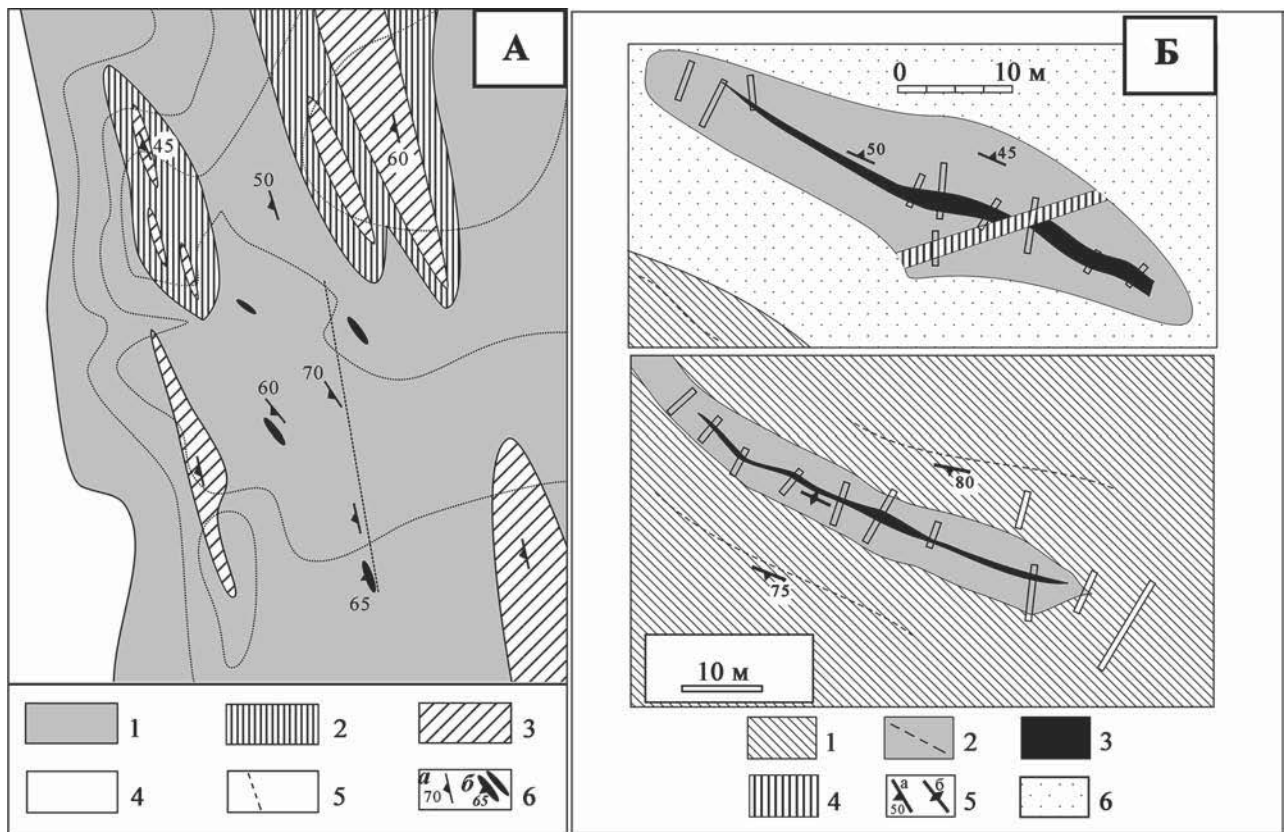


Рис. 4.42. Схема геологического строения балки Кемпирсай в районе месторождения № 6 (А) и месторождений № 5 и 6 в северной части Кемпирсайского массива (Б), по В.П. Логинову и др. [1940]

Условные обозначения для А: 1 — дуниты, 2 — пироксеновые дуниты, 3 — гарцбургиты, 4 — четвертичные отложения, 5 — дайка пироксенитов, 6 — элементы залегания полосчатости во вмещающих породах (а) и хромитовых рудах (б — наклонное и вертикальное); **для Б:** 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — хромиты, 4 — дайка габбро-диабазов, 5 — элементы залегания полосчатости во вмещающих породах и рудах (а — наклонное, б — вертикальное), 6 — рыхлые отложения

хлорита в цементе руд сопровождается значительным проявлением процессов замещения в рудных зернах, иногда — до полного превращения их в магнетит и образования скелетных форм.

В пределах Главного рудного поля Кемпирсайского массива, расположенного в его юго-восточной части, хромитовые месторождения сосредоточены в двух рудоносных зонах меридионального простирания — Западной и Восточной (рис. 4.43). Для рудных тел месторождений Западной зоны наиболее характерно западное падение под углом $15-75^\circ$, для восточной — восточное падение под углом до 50° с преобладанием пологого залегания, вплоть до горизонтального.

Рудоносные зоны параллельны, они протягиваются в северо-северо-восточном направлении более чем на 20 км. В южной части рудного поля хромитовые тела имеют пологое южное склонение, в северной части — пологое северное склонение. Рудные залежи отличаются значительным разнообразием морфологии и текстурно-структурных особенностей. Количество рудных тел на месторождениях изменяется в широких пределах, также значительно варьируют и основные параметры тел.

Протяженность рудных тел по простиранию изменяется от десятков метров до 1,5 км, мощность от 0,1 до 180 м.

В пределах указанных рудных зон выделяется несколько рудных узлов, наиболее крупными из которых являются: Джарлыбутакский (месторождения Алмаз-Жемчужина, Миллионное, Первомайское), Северо-Восточный или Сарысайский (месторождения им. 40 лет КазССР, Молодежное и др.), Донской (месторождения Спорное, Спутник, Гигант, № 21 и др.) и Северный или Джангизагачский (месторождения им. 20 лет КазССР, Комсомольское и др.).

Джарлыбутакский рудный узел расположен под мощной толщей покрывающих перидотитов. Западная ветвь его представлена месторождением Миллионное. В верхней части оно сложено ветвящимися телами густовкрапленных и сплошных руд. Они характеризуются субмеридиональным простиранием и крутым западным падением. На глубине 50–100 м эти тела «сходятся» в более компактную залежь, более богатую и мощную (10п м), но изменчивую по мощности. Восточнее расположена другая ветвь рудного узла — месторождение

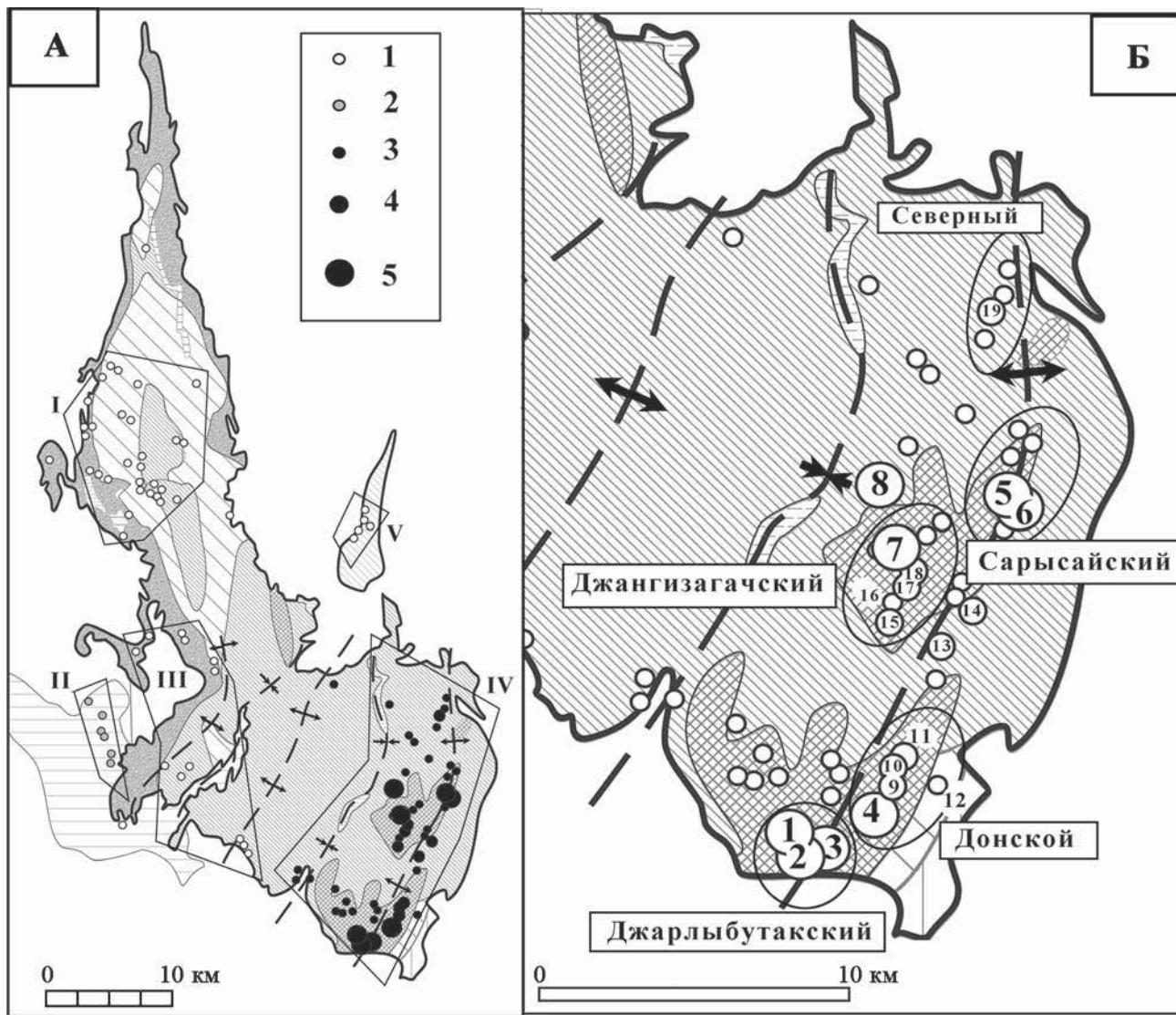


Рис. 4.43. Схема размещения хромитовых месторождений и рудопроявлений в пределах Кемпирсайского массива (А) и Главного рудного поля (Б). По Н.В. Павлову, И.И. Григорьевой [1978], Л.И. Колотилову и др. [1979], Г.П. Самсонову, А.П. Бачину [1988]

Условные обозначения для А: 1–3 — рудопроявления хромитов глиноземистого (1), железистого (2) и высокохромитового (3) типов, 4 — рядовые месторождения, 5 — крупные и уникальные месторождения. Римскими цифрами отмечены рудные поля: I — Батамшинское, II — Степнинское, III — Юго-Западное и Тагашасайское, IV — Главное, V — Мамытское. **Для Б:** Цифрами указаны месторождения: 1 — Миллионное, 2 — Алмаз-Жемчужина, 3 — Первомайское, 4 — № 21, 5 — им. XL лет КазССР, 6 — Молодежное, 7 — им. XX-летия КазССР, 8 — Геофизическое XII, 9 — Спорное, 10 — Гигант, 11 — Геофизическое II, 12 — Спутник, 13 — Геофизическое VI, 14 — Восход, 15 — Комсомольское, 16 — Поисковое, 17 — Геофизическое V, 18 — Геофизическое III, 19 — Александровское

Алмаз-Жемчужина (рис. 4.44). Для него характерно более крутое южное склонение. В верхней части здесь также наблюдались многочисленные ветвящиеся тела сложной формы, сложенные густо-вкрапленными и сплошными рудами. Ниже по склонению форма рудных тел упрощается, они переходят в столбообразные пологие обособления. Далее они сливаются в почти горизонтальную широкую мощную залежь, которая к югу несколько сужается при резком возрастании мощности (до 200 м). Самая восточная ветвь рассматриваемого рудного узла — месторождение Первомайское значительно короче других и менее изучена.

Донской рудный узел с месторождениями Спорное, Гигант и др. известен с первых лет изучения Кемпирсайского массива. В литературе довольно подробно освещено строение этих объектов [Логинов и др., 1940; Татаринев, 1941; Кравченко, 1969]. Месторождение Спорное представлено главной рудной залежью меридионального простирания, основная часть которой залегает на значительной глубине от поверхности, и серией более мелких приповерхностных тел. Главное рудное тело имеет уплощенную линзовидную форму, полого падает на восток ($\angle 5-20^\circ$), в северной части фиксируется также пологое западное падение ($\angle 20^\circ$). В западной

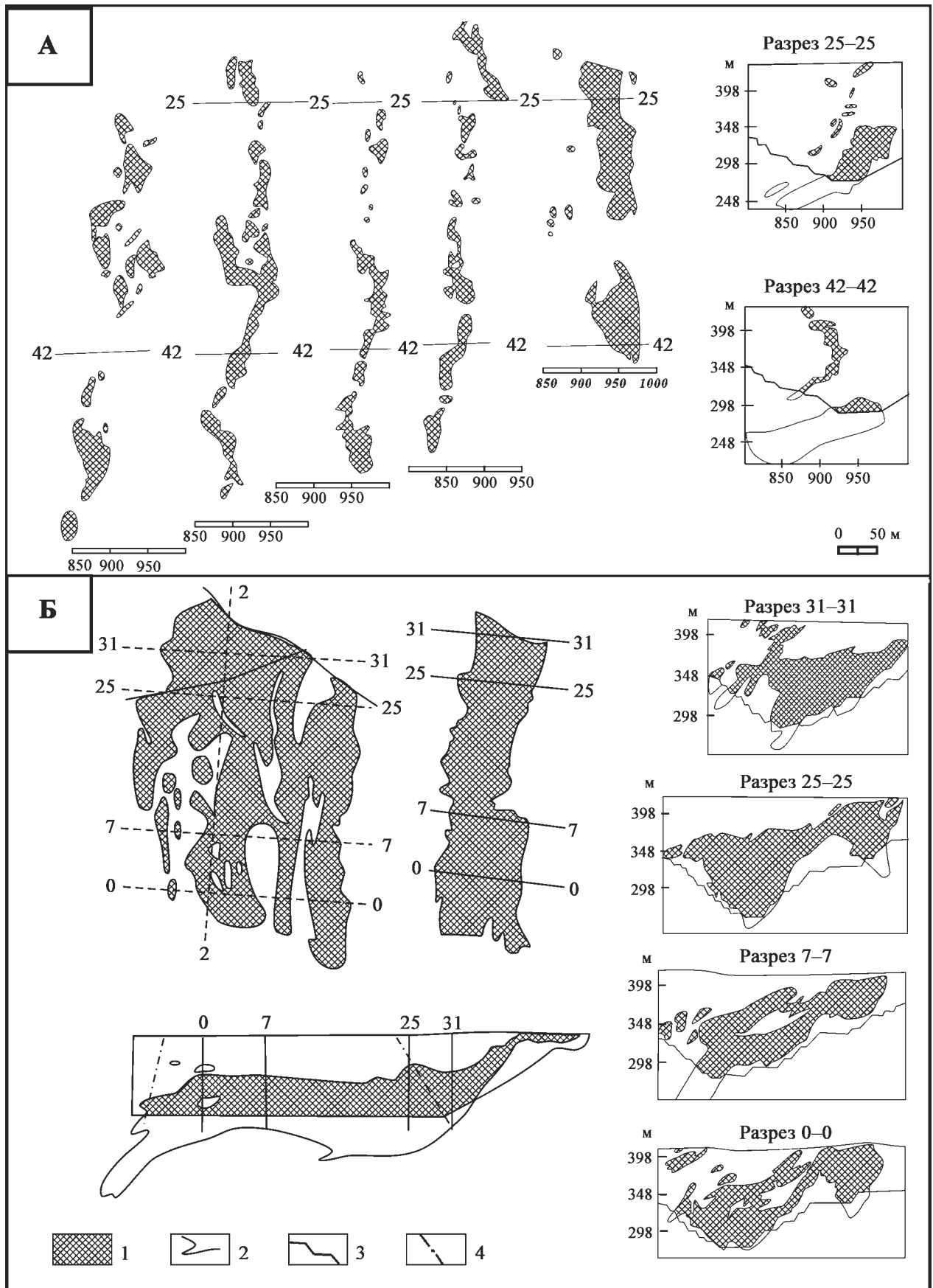


Рис. 4.44. Морфология рудных залежей месторождений им. XX лет КазССР (А) и Алмаз-Жемчужина (Б). По данным [Поиски ..., 1987]

Условные обозначения: 1 — хромиты, 2 — границы рудных тел, 3 — границы карьеров, 4 — разрывные нарушения

части месторождения вблизи основной залежи наблюдаются многочисленные более мелкие тела, одни из которых имеют пологое залегание, другие — субвертикальное. Для крутопадающих тел хромитов характерно субширотное простирание. Изучение первичной полосчатости во вмещающих породах, проведенное Г.Г. Кравченко [1969], показало, что ориентированные текстуры имеют преимущественно субширотное простирание и крутое южное и северное падение.

Главная рудная залежь характеризуется «скачатым обликом» (рис. 4.45). В ее центральной части наблюдается пологое поднятие, здесь же фиксируется наибольшая мощность оруденения. От центра происходит постепенное погружение залежи на север и юг. На северном и восточном флангах происходит воздымание залежи с выклиниванием.

Среди текстурных типов руд месторождения Спорное выделяются массивные, густовкрапленные, нодулярные, шлировые и полосчатые. Массивные руды на 85–90% состоят из гипидиоморфных изометричных зерен хромита размером 3–5 мм (реже до 8 мм).

Для густовкрапленных руд наиболее характерно равномернoзернистое сложение, от массивных они отличаются меньшей зернистостью (2–3 мм, до 5 мм) и более значительным развитием силикатов, главным образом серпентина, реже — хлорита. Густовкрапленные хромиты преобладают среди других текстурных типов. Данный тип руд имеет постепенные переходы к нодулярным хромитам, которые пользуются ограниченным развитием. Нодули обычно имеют размеры 2–3 см по длинной оси, почти всегда они характеризуются уплощенной формой.

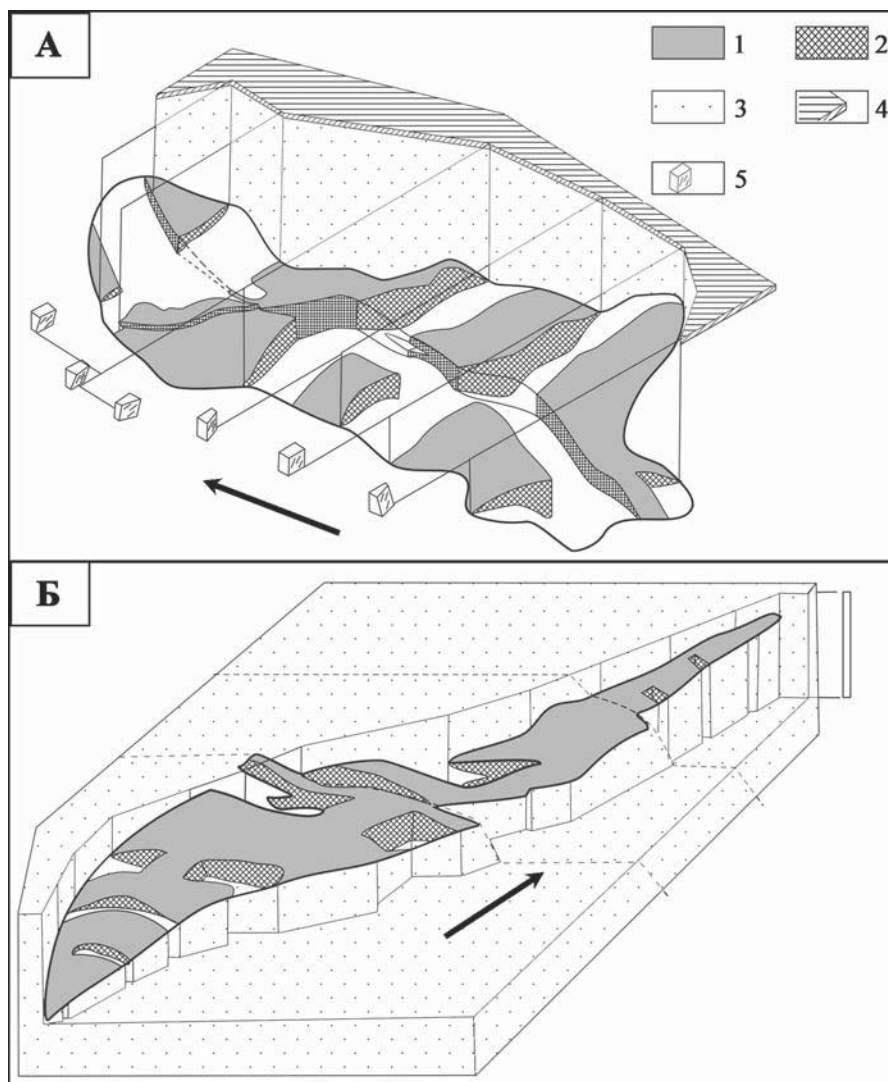


Рис. 4.45. Блок-диаграммы рудных залежей месторождений Спорное (А), по Г.Г. Кравченко [1969], и Молодежное (Б), по Н.В. Павлову, И.И. Григорьевой [1978]

Условные обозначения: 1 — граничные поверхности залежей, 2 — разрезы хромитовых залежей, 3 — вмещающие гипербазиты, 4 — условная горизонтальная поверхность, 5 — плоскостная и линейная ориентировка в гипербазитах (срез — уплощенность, линии — линейность)

Существенная роль в строении рудных тел принадлежит такситовым разнозернистым хромитам. Размер зерен их варьирует в пределах от 1–2 мм (чаще) до 4–5 мм (реже). По густоте вкрапленности среди них наиболее развиты средне-вкрапленные руды.

Полосчатые хромитовые руды на месторождении развиты незначительно. Они обычно образуют маломощные обособления в краевых частях рудных тел. Для них характерна мелкозернистая структура (1–1,5 мм), по густоте вкрапленности они относятся к редко- и средневкрапленным хромитам. Во всех типах хромитовых руд месторождения Спорное преобладают высокохромистые рудообразующие хромшпинелиды. По данным анализов монофракций, содержание окиси хрома в рудных минералах составляет от 58,3 до 62,9%.

Наиболее изученными в пределах *Сарысайского рудного узла* являются близко расположенные месторождения им. 40 лет Казахской ССР и Молодежное. Разведка глубоких горизонтов показала, что их можно рассматривать как единый объект, состоящий из двух участков: западного (месторождение им. 40 лет КазССР) и восточного (месторождение Молодежное). Запасы руд с содержанием окиси хрома 50% составляют 90 млн. т. Преобладают сплошные (52–59,6% Cr_2O_3) и густовкрапленные руды (45–52% Cr_2O_3), менее распространены средневкрапленные (30–45% Cr_2O_3).

Рудные тела западного участка характеризуются меридиональным простиранием и представляют собой пологозалегающие сложные линзообразные залежи (всего более 20), часть из них залегает почти горизонтально, часть падает на запад под углами от 10 до 25° (рис. 4.46). Рудная зона полого погружается на юг: в северной части рудные тела выходят на поверхность, в южной — залегают на глубине 300–350 м.

Отдельные тела имеют протяженность от 50 до 930 м, ширину 50–200 м и мощность до 85 м. Вмещающими породами являются аподунитовые

серпентиниты и серпентинизированные дуниты. В лежачем боку хромитовой залежи расположен блок, сложенный гарцбургитами и пироксеновыми дунитами, вблизи висячего бока залежи широким развитием пользуются уплощенные и линзовидные блоки (прослои) пироксеновых дунитов.

Восточный участок — месторождение Молодежное — не выходит на поверхность. Он представлен одним, самым крупным в Главном рудном поле, рудным телом (рис. 4.45 Б). Протяженность его 1,5 км, ширина до 300 м при максимальной мощности до 140 м. Залегают хромиты на глубине от 400 до 600 м, плавно погружаясь в южном направлении. В отличие от западного участка, рудное тело месторождения Молодежное имеет северо-восточное простирание (аз. прост. 45°), падает в северной части на юго-восток под углом 25°.

Для большинства рудных тел месторождения им. 40 лет КазССР — Молодежное характерна значительная изменчивость морфологии (пережимы, раздувы), при выклинивании рудные тела часто расщепляются. Хромиты представлены преимущественно густовкрапленными разновидностями. Довольно широким развитием пользуются сплошные хромиты, особенно в южной части месторождения, где они образуют многочисленные обособления среди вкрапленных руд во внутренних частях тел. Редко- и средневкрапленные разновидности встречаются реже, главным образом они развиты в северной части месторождения, тяготея к его висячему боку, а также в периферических частях рудных тел.

Среди распространенных разновидностей структур, наиболее характерными являются среднезернистые (2–5 мм) вкрапленники или «рябчиковые» руды, реже встречаются мелкозернистые (0,1–2 мм) или «маковые» разновидности. Полосчатые текстуры встречены лишь в редко- и средневкрапленных рудах северной части месторождения.

Вмещающие породы интенсивно серпентинизированы (90–100%) в низкотемпературной лизардитовой фации (α -лизардит + брусит). Для дунитов под- и надрудной толщ характерно реликтовое мелкозернистое сложение. В окolorудных дунитах отмечается повсеместно редкая вкрапленность сульфидов (пирротин, пентландит, пирит), отсутствующая в перидотитах надрудной толщ.

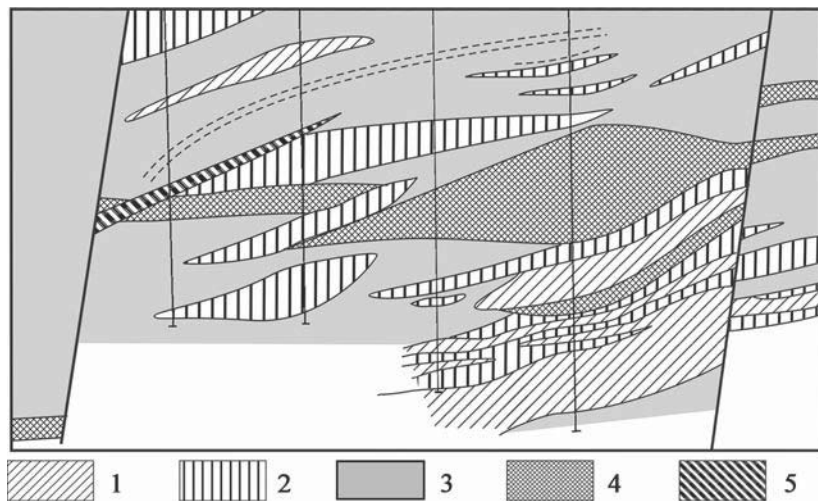


Рис. 4.46. Продольный разрез через главную залежь месторождения им. 40 лет КазССР, по Н.В. Павлову, И.И. Григорьевой [1978]

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты, 2 — пироксеновые дуниты, 3 — дуниты, 4 — хромиты, 5 — габбро-диабазы

Лерцолиты и гарцбургиты также интенсивно метаморфизованы.

В рудах часто встречаются пятнистые текстуры, обусловленные наличием изометричных обособлений с более густой вкрапленностью хромшпинелидов на фоне общей равномерно вкрапленной массы.

Типичным представителем хромитовых объектов *Северного (Джангизагачского) рудного узла* является месторождение им. 20 лет Казахской ССР (рис. 4.44). Оно расположено в средней части Западной рудоносной зоны. Запасы хромовых руд с содержанием 50% Cr_2O_3 составляют более 25 млн. т. Всего в пределах месторождения насчитывается около 60 отдельных рудных тел, из них 10 наиболее крупных, в которых сосредоточены основные запасы хромитов. Рудная зона в пределах объекта вытянута в меридиональном направлении по азимуту 10–15° на протяжении около 2 км. Ширина зоны изменяется от 40 м в северной части до 240 м в центральной. Для рудных тел характерно западное падение под углом от 10 до 50° и пологое южное склонение ($\angle 5-10^\circ$). Оруденение располагается на глубине от 40 до 320 м от поверхности. Наиболее значительные рудные тела имеют протяженность от 80 до 1350 м при ширине 33–130 м и мощности от 3–5 до 55 м.

Рудные тела сложены преимущественно густовкрапленными рудами, структуры их средне- и крупнозернистые. Ограниченным развитием в пределах месторождения пользуются сплошные, средне- и редковкрапленные руды. При этом сплошные руды слагают чаще всего обособления во внутренних частях тел, а более редкие вкрапленники развиты по их периферии. В приповерхностной зоне руды сильно выветрелые, превращены в сажистые и рыхлые разновидности, зона крепких хромитов начинается с глубины 20–25 м.

Вмещающие породы — аподунитовые серпентиниты, контакты их с хромитами резкие. В контактах рудных тел отмечается уменьшение зернистости хромитов и переход густовкрапленных разновидностей в средне- и бедновкрапленные. Дуниты серпентинизированы в лизардитовой фации (α - или β -лизардит \pm брусит \pm пылевидный магнетит), иногда встречаются реликты высокомагнезиального оливина. В рудах присутствуют в небольших количествах также гранат (уваровит), хромдиопсид, хромактинолит, хромхлориты, сульфиды. Содержание Cr_2O_3 в рудах варьирует в пределах 22,3–61,1%.

Многочисленные исследования, проведенные в пределах Кемпирсайского массива, показывают, что на месторождениях хромовых руд практически отсутствует отчетливая минералогическая или геохимическая зональность, широко распространенная на хромитовых месторождениях, приуроченных к расслоенным массивам платформенного

типа: во вмещающих породах отсутствует скрытая расслоенность, нет четкой привязки хромитовых «пластов» к определенному уровню разреза, поскольку хромиты представлены не пластообразными телами, форма их весьма изменчива и причудлива и т.д.

Вместе с тем в расположении и особенностях строения хромитовых месторождений Кемпирсайского массива выявляется отчетливая структурно-морфологическая зональность [Колотилов и др., 1979]. Она выражается в различии форм, размеров и структурно-текстурных особенностей рудных тел, образовавшихся на различных уровнях разреза. В пределах рудных узлов рудоносные зоны образуют «пучки», сходящиеся обычно к югу и на глубину.

По мнению Л.И. Колотилова с соавторами [1979], они связаны с существованием «... дорудных ослабленных тектонических зон». В качестве характерного примера в цитируемой работе приводится строение Джарлыбутацкого рудного узла. В верхних частях разреза рудные пучки обширные, разветвленные, здесь больше рудных тел, морфология их сложнее, а руды расположены менее концентрировано, среди них сравнительно большее развитие имеют редко- и средневкрапленные разновидности. На более глубоких уровнях рудные пучки становятся меньше по объему и проще по строению, но одновременно с этим возрастает концентрация руд, большую роль играют густовкрапленные и сплошные руды.

Общие черты внутреннего строения отдельных рудных тел таковы: 1) в периферических частях рудных тел, как в поперечном, так и в продольном сечении, наблюдается понижение густоты вкрапленности по сравнению с центральными частями тел; 2) во внутренних частях рудных тел наблюдаются обособления массивных руд, для них характерно постоянство размеров зерен хромшпинелидов, преобладают крупнозернистые структуры; 3) обычно рудные залежи представляют собой сложную комбинацию линзообразных, столбовообразных и жилообразных тел, сливающихся воедино и в общих чертах образующих залежи, близкие по форме к линзам.

Основные текстурные типы руд: вкрапленные, сплошные и нодулярные. Структуры вкрапленных руд варьируют от мелко- (< 1 мм) до крупнозернистых (> 3 мм). Для юго-восточной части массива наиболее характерны густовкрапленные руды с 70–90% хромшпинелидов. Встречаются полосчатые, шпирово-полосчатые, равномерно-вкрапленные и пятнистые разновидности. Отмечается также преимущественное развитие крупно- и грубозернистых руд совместно с нодулярными в пределах наиболее крупных рудных скоплений. Массивные руды сложены преимущественно средне- и крупнозернистыми рудами, нодулярные руды имеют подчиненное значение.

Для месторождений бедновкрапленных руд характерна постоянная приуроченность к крупным обособлениям дунитов, преобладание полосчатых текстур, согласное залегание по отношению к структурным элементам дунит-гарцбургитового комплекса. Обычно рудные тела, сложенные редко- и средневкрапленными рудами, имеют субширотное простирание.

Большинство исследователей, изучавших месторождения хромитовых руд Кемпирсайского массива отмечает, что, несмотря на одинаковую ориентировку «элементов прототектоники» внутри месторождений богатых и бедных руд, залегание рудных тел резко различается. Для бедновкрапленного типа оруденения характерны субсогласные взаимоотношения между рудными телами и «элементами прототектоники», а крупные линзовидные залежи богатых руд почти всегда занимают по отношению к ним секущее положение.

На месторождениях Комсомольском, Объединенном, Спорном, VI-ом Геофизическом крупные пологозалегающие рудные тела вытянуты по азимуту 355° , а простирание полосчатости и линейности субширотное с субвертикальными углами падения. На месторождениях Миллионное, Северное, Восточное наблюдается серия линзовидных тел, вытянутых субмеридионально, падение западное под $40-60^\circ$, ориентировка же струек хромшпинелидов имеет северо-западное простирание по азимуту $310-330^\circ$, падение субвертикальное ($80-85^\circ$) на юго-запад ($220-260^\circ$).

Рассматривая закономерности размещения хромитов в структуре массива, многие исследователи отводят важную роль тектоническим факторам контроля оруденения. По мнению одних исследователей, определяющая роль в размещении оруденения принадлежит дорудной тектонике [Кравченко, 1969; Варлаков, 1978а; Колотилов и др., 1979 и др.], по мнению других — пострудным процессам [Москалёва, 1974].

По мнению С.В. Москалёвой [1974], для Кемпирсайского массива очень характерно широкое проявление будинажа на различных уровнях. Мегабудинаж выражен в образовании крупных блоков — линз, образующих цепочки, вытянутые в меридиональном направлении. Такие линзы-будины массивных пород облекаются интенсивно

раздробленными серпентинитами. При этом, несмотря на значительные горизонтальные смещения будин друг относительно друга, во внутренних частях они сохраняют ориентировку, свойственную ненарушенным породам.

В более крупном масштабе будинаж проявляется в образовании брекчиевидных текстур хромитовых руд, зон дробления в гипербазитах. При этом в мощных рудных телах возникают зоны мартитизации и гематитизации, облекающие блоки массивных хромитов.

Так, на месторождении VI-е Геофизическое рудные тела вмещаются сильно серпентинизированными дунитами, интенсивно и неравномерно будинированными и рассланцованными. Хромиты также будинированы, брекчированы, трещиноваты. Контакт хромитов и вмещающих пород резкий, вдоль него обе породы перетерты, имеют следы зеркал скольжения, то есть контакт тектонический.

Месторождение Комсомольское приурочено к трещиноватым дунитам. «Наиболее сильное дробление, рассланцевание, милонитизация, разрыв сплошности и плоскости смещения в вертикальном и горизонтальном направлениях и здесь ориентированы субмеридионально» [Москалёва, 1974]. Контакт руды и вмещающих пород резкий, сопровождается дроблением и милонитизацией.

Месторождение Миллионное представлено серией субмеридиональных линзовидных тел. Контакт хромитов с вмещающими породами отчетливо тектонический. В хромитах четко выражены зеркала скольжения, преимущественно вдоль контактовой зоны и по трещинам внутри тел. Руда интенсивно рассланцована, раздроблена, милонитизирована до дресвы и пыли, по трещинам наблюдается развитие гематита. «Рудные тела представляют собой серию тектонических блоков, сдвинутых как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, в результате чего они оторваны от материнских дунитов и вдвинуты в чуждые им гарцбургиты» [Москалёва, 1974]. Аналогичные соотношения рудных тел с вмещающими породами также отмечаются в пределах многих месторождений Главного рудного поля (Спорное, № 21, им. XX лет КазССР, им. XI лет Каз ССР, Молодежное, Первомайское и др.).

4.3. ГИПЕРБАЗИТЫ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

4.3.1. Верблюжьегорский массив

На площади развития ультраосновных пород Варшавского комплекса хромитопроявления развиты довольно широко, однако оруденение распределено крайне неравномерно. Большая часть рудопроявлений и месторождений расположена

в пределах Верблюжьегорского массива (рис. 4.47), здесь же были сосредоточены наибольшие запасы хромовой руды.

Хромитоносность Верблюжьегорского гипербазитового массива изучалась наиболее интенсивно в 1930-е годы [Уральские ..., 1936; Геолого-геохимические ..., 1936; Кашин, 1937]. В это же

время были открыты почти все наиболее значительные месторождения хромитов. Массив был довольно «плотно захожен» маршрутами, строение его приповерхностной части было изучено при помощи большого объема горных работ (шурфы, канавы и т. д.) по сети $(500-1000) \times (100-200)$ м и бурения [Уральские ..., 1936]. В результате этих работ было установлено, что большинство месторождений и проявлений хромитов расположено

в юго-восточной части массива на площади около 3 км^2 (Главное рудное поле).

В пределах Главного рудного поля массива хромитопоявления локализованы в двух хромитоносных зонах — западной и восточной (рис. 4.48). Для наиболее отчетливо выраженной западной зоны характерно субмеридиональное, преимущественно северо-восточное, простирание рудных тел. Все они сопровождаются параллельными им

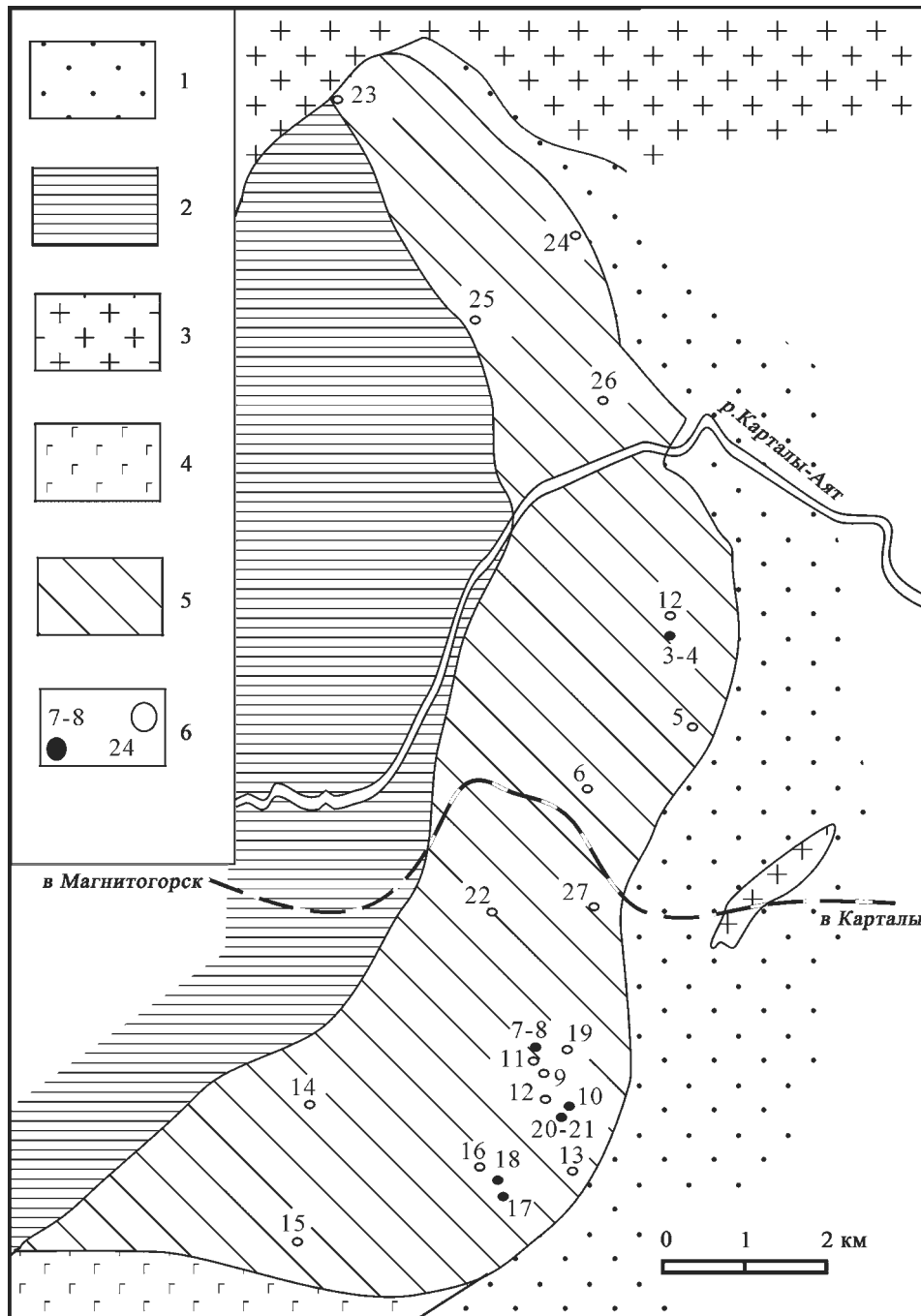


Рис. 4.47. Схема расположения хромитопоявлений в пределах Верблюжьегогорского гипербазитового массива. По [Геолого-геохимические ..., 1936; Реестр ..., 2000]

Условные обозначения: 1 — каменноугольные вулканогенно-осадочные метаморфизованные отложения, 2 — каменноугольные метаморфизованные отложения, 3 — гранитоиды, 4 — габброиды, 5 — гипербазиты, 6 — месторождения и рудопроявления хромитов и их номера

субвертикальными дайками диоритов. Падение рудных тел преимущественно восточное, под углом 30–80°. К западной рудоносной зоне относятся месторождения №№ 7–8, 9, 11, 12, 17–18, 30, 30а.

Для восточной зоны характерно субширотное простирание рудных тел, поперечное к простиранию самой зоны. Здесь расположены месторождения №№ 10, 10а, 13, 19–21, 29. Падение рудных тел от горизонтального (№ 10а) до крутого запад-

ного. Рудные тела обычно характеризуются линзообразной и жилообразной формой, протяженность их варьирует от первых десятков метров до 240–300 м, глубина распространения оруденения обычно не превышает 30 м, но в отдельных случаях достигает 74–170 м, мощность до 10–15 м.

На месторождениях интенсивно проявлена разрывная тектоника, рудные тела разбиты многочисленными разломами на блоки. В тектоничес-

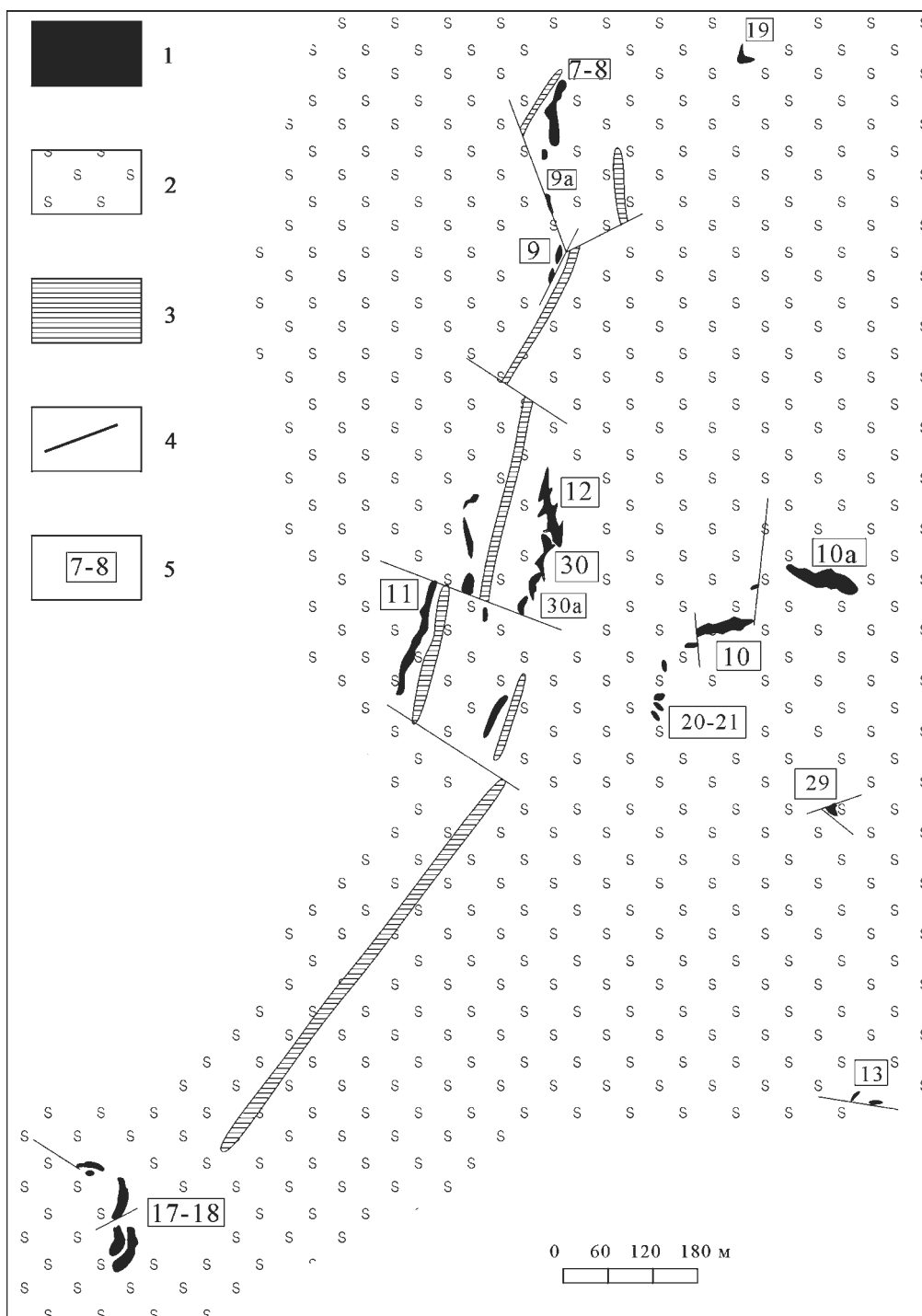


Рис. 4.48. Схема расположения хромитопоявлений в пределах Главного рудного поля Верблюжьегогорского массива. По Н.В. Павлову, И.И. Григорьевой [1978]

Условные обозначения: 1 — хромиты, 2 — серпентиниты, 3 — диориты, 4 — разрывные нарушения, 5 — номера хромитопоявлений

ких зонах широко развиты брекчиевидные, рыхлые, сажистые разновидности руд. На удалении от рудных тел скопления зерен хромшпинелидов отмечаются редко. Рудные тела месторождений Верблюжьегогорского массива имеют резкие контакты с вмещающими породами, характерной особенностью их является значительное преобладание массивных разновидностей руд над вкрапленными. Последние встречаются в основном на месторождениях восточной зоны. Очень редки на массиве полосчатые текстуры хромитов.

Вокруг рудных тел обычно наблюдается мало-мощная оторочка хлоритовых и вермикулитовых пород. Для рудных тел и околорудных ореолов очень характерно широкое развитие хлорита, он встречается на всех известных месторождениях и является главным силикатным минералом руд. Хлорит развит в цементе сплошных и густовкрапленных хромитов, также он заполняет трещины в рудах. Цвет его различен: от бледно-зеленого до фиолетового, розового и коричневого [Геолого-геохимические ..., 1936].

Рудообразующие хромшпинелиды Верблюжьегогорского массива обладают довольно изменчивым составом (табл. 4.16). Вариации химизма хромшпинелидов обусловлены как первичными условиями

формирования месторождений, что отражается в изменении отношения Cr/Al, так и в последующем метаморфизме руд. При метаморфизме резко повышается содержание железа в хромшпинелиде, выносятся Cr, Al и Mg.

В целом, хромшпинелиды месторождений Верблюжьегогорского массива относятся к умеренно-метаморфизованным. Первичные хромшпинелиды руд высокохромистые, содержание Cr₂O₃ в них, по данным микрозондового анализа, достигает 62%. При метаморфизме по периферии зерен возникает кайма хроммагнетита и магнетита, что приводит к уменьшению содержания окиси хрома в монофракциях до 40–45%. Наиболее интенсивно метаморфизованы руды месторождений №№ 9–12, 30, где преобладают массивные хромиты, в то же время на месторождениях №№ 14 и 15 метаморфизм хромшпинелидов проявлен слабо [Павлов, Григорьева, 1978].

Ниже приводится описание наиболее важных хромитопоявлений массива по данным работ [Уральские ..., 1936; Мазур, 1961 г., Реестр ..., 2000]. На площади массива, исключая Главное рудное поле, известны лишь мелкие хромитопоявления. Наиболее крупным из них является *месторождение № 26*, расположенное в северной части массива,

Таблица 4.16

Состав рудообразующих хромшпинелидов Верблюжьегогорского массива

№ п/п	Объект	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	№ п/п	Объект	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO
1	№ 1	10,71	55,97	14,77	18,55	24	№ 12	15,36	51,80	13,13	19,70
2	№ 1	11,44	55,10	14,14	19,32	25	№ 14	22,14	49,59	13,85	14,42
3	№ 10-10a	18,10	49,14	14,59	18,17	26	№ 15	10,71	47,08	17,96	24,10
4	№ 11	3,35	31,51	11,26	53,89	27	№ 17	15,70	52,65	15,00	16,66
5	№ 11	13,60	53,80	14,64	17,96	28	№ 17-18	22,20	44,71	16,82	16,27
6	№ 11	9,34	55,41	14,10	21,15	29	№ 17-18	20,63	46,27	15,84	17,26
7	№ 11	10,66	55,71	12,17	21,46	30	№ 17-18	23,67	43,26	17,73	15,34
8	№ 11	19,55	49,62	14,56	16,27	31	№ 17-18	15,69	52,65	15,00	16,67
9	№ 11	18,95	49,02	14,68	17,35	32	№ 17-18	9,60	52,18	10,86	27,36
10	№ 11	9,26	57,02	10,98	22,73	33	№ 18	23,67	43,26	17,73	15,34
11	№ 11	13,11	53,84	12,43	20,62	34	№ 19	23,93	40,68	17,96	17,43
12	№ 11	16,84	52,19	13,93	17,04	35	№ 19	24,01	40,64	17,94	17,42
13	№ 11	11,76	54,98	13,04	20,23	36	№ 23	28,63	41,75	15,96	13,45
14	№ 11	10,40	55,40	13,83	20,37	37	№ 23	28,00	41,63	16,08	14,29
15	№ 11	10,88	53,33	12,72	23,08	38	№ 23	28,97	41,44	15,67	13,71
16	№ 11	12,07	55,04	13,93	18,96	39	№ 23	17,68	47,96	15,76	18,16
17	№ 11	10,64	53,60	11,64	24,11	40	№ 26	22,32	45,50	17,14	15,04
18	№ 11	8,57	53,90	12,15	25,38	41	№ 29	22,74	39,71	17,18	20,37
19	№ 11	10,39	53,19	12,97	23,44	42	№ 30-30a	13,10	52,51	18,23	16,16
20	№ 11	6,74	54,74	12,78	25,74	43	№ 7-8	16,12	51,06	15,05	17,76
21	№ 11	5,49	55,58	12,62	26,31	44	№ 8	20,75	50,53	13,64	15,08
22	№ 11-12	19,28	49,24	14,65	16,83	45	№ 9	14,33	53,65	14,28	17,75
23	№ 12	14,62	54,49	13,99	16,91	46	№ 9	11,92	54,35	15,13	18,60

Примечание: 1, 2, 4–6, 24, 25, 27, 33, 34, 37, 44–46 — по Г.А. Соколову и др. [1936]; 3, 22, 23, 26, 28, 36, 40–43 — по З.Р. Мазуру [1961 г.]; 7–21, 29–32, 35, 38, 39 — по С.А. Кашину [1937]

в 2,5 км к северо-востоку от пос. Родники и в 0,65 км к западу от контакта ультрабазитов с вмещающими породами палеозоя. Оруденение прослежено по простиранию на 100 м, рудное тело длиной по падению 25 м достигает мощности 8,5 м. Месторождение вскрыто карьером глубиной 8–9 м. Форма рудного тела жилкообразная, простирание северо-западное, падение почти вертикальное, тело погружается на юго-восток. Оно состоит из двух блоков, соединенных тонким проводником хромита.

Вмещающие породы — апоперидотитовые серпентиниты, кремнистые и карбонатизированные. Породы, в приповерхностной зоне интенсивно расланцованные и выветрелые, на глубине переходят в массивные серпентиниты. Для руд характерно наличие хлоритовых и вермикулитовых оторочек.

На месторождении преобладают массивные хромиты, в зонах тектонических нарушений встре-

чаются брекчиевидные и порошковатые разновидности. Среднее содержание Cr_2O_3 в рудах составляет 42%, общие запасы хромитов — около 7 000 т [Мазур, 1961 г.].

Как уже было отмечено выше, наиболее насыщена хромитопоявлениями юго-восточная часть массива, известная под названием *Главного рудного поля*. Наиболее значительные объекты — месторождения №№ 7–8, 10, 10а, 11–12, 17–18, 30–30а.

Месторождение № 7–8 находится в северной части Главного рудного поля, в 1 км к западу от восточного контакта массива. Оно эксплуатировалось карьером глубиной 15 м, в настоящее время отработано. Оруденение на месторождении было представлено телом хромитов, вытянутым в меридиональном направлении на 120 м, с многочисленными раздувами и пережимами (рис. 4.49). Мощность рудного тела варьирует в пределах 4–

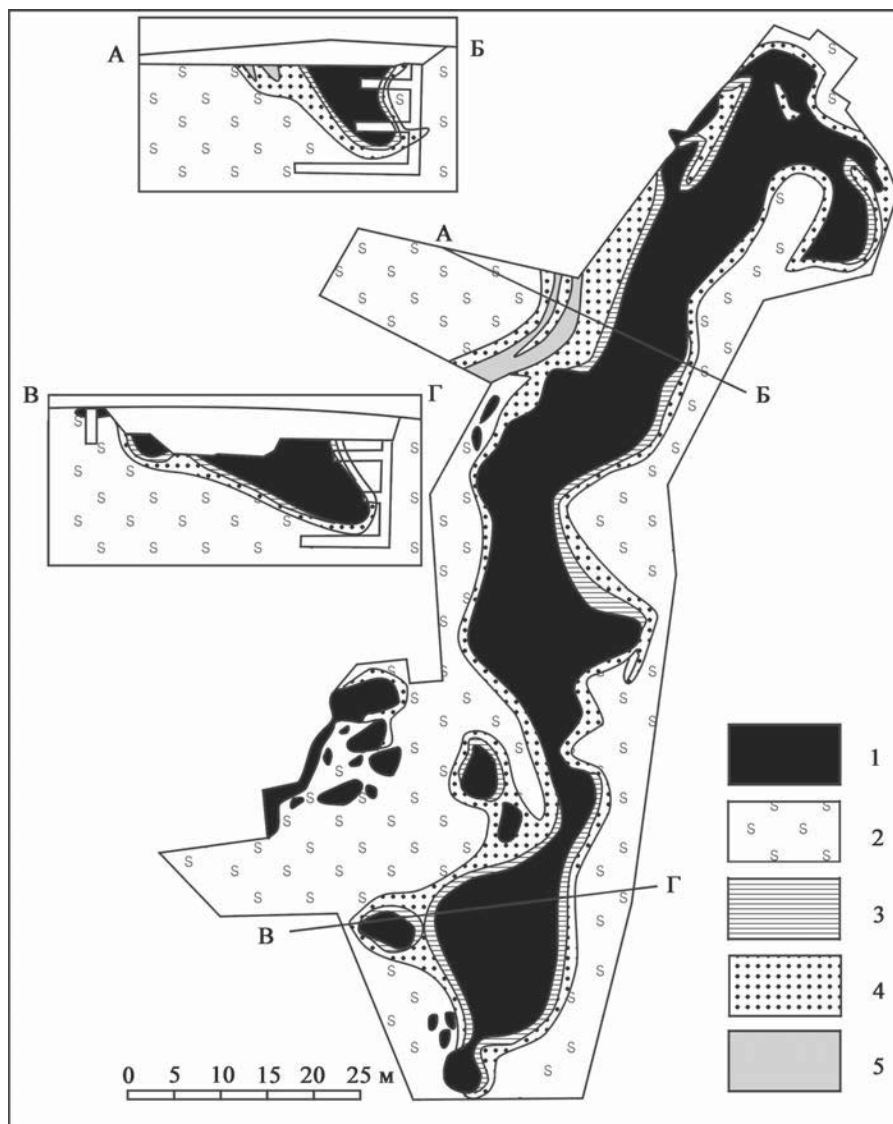


Рис. 4.49. Схема геологического строения месторождения № 7–8. По [Уральские ..., 1936]

Условные обозначения: 1 — хромиты, 2 — серпентиниты, 3 — серпентин-хлоритовые породы, 4 — вермикулитовые породы, 5 — жильные диориты

16 м (в среднем — 6 м), длина по падению достигает 20 м. Залегание рудного тела в южной части месторождения пологое ($\angle 30^\circ$), в северной — крутое ($\angle 50-60^\circ$) восточное. Вблизи основного рудного тела, особенно на южном фланге месторождения, развиты многочисленные изолированные шпирь хромитов.

Вмещающими породами служат темно-серые плотные апоперидотитовые серпентиниты, частично окремненные и карбонатизированные. Вдоль контактов основного рудного тела и мелких шпиров хромита постоянно наблюдается гидротермальная оторочка зонального строения.

Непосредственно к хромитам примыкает хлоритовая зона, сланцеватость внутри которой параллельна контакту с рудой. Она сменяется вермикулитовой зоной светло-зеленого цвета, характеризующейся тонкочешуйчатым внутренним строением. Затем следует тонкодисперсная зона бурого цвета с высоким содержанием гидроокислов железа. Максимальная мощность зональных оторочек соответствует перегибам рудного тела и составляет от 0,3 до 5 м.

Хромиты представлены массивными крупнозернистыми разновидностями, в северной части — интенсивно трещиноватыми, переходящими иногда в рыхлую массу («сыпучку», «сажу»). Среднее

содержание в руде Cr_2O_3 составляет 45,34%, запасы хромитов на месторождении — 43 000 т [Мазур, 1961 г.].

Месторождение № 10 расположено в 0,6 км западнее контакта ультрабазитов с вмещающими породами. Оно представлено пологозалегающим рудным телом широтного простирания длиной 100 м и мощностью 5–16 м. Оруденение прослежено до глубины 15 м, падение тела юго-юго-восточное (рис. 4.50). Вмещающие породы — осветленные апоперидотитовые серпентиниты, вблизи восточного контакта рудного тела карбонатизированные и окремненные. Контакт рудного тела с вмещающими породами резкий, трассируется маломощной оторочкой зонального строения. Зональность обусловлена последовательной сменой от рудного тела к вмещающим ультрабазитам хлоритовой, хлорит-вермикулитовой и хлорит-вермикулит-серпентинитовой зон. В вермикулитовой зоне выявлены повышенные содержания никеля (2,46–3,67%) [Уральские ..., 1936]. На южном фланге месторождения строение рудного тела усложняется: появляются многочисленные шпирь хромита мощностью до 3 м, отделенные от основного тела зоной тектонических брекчий.

На месторождении преобладают массивные руды среднезернистого сложения, менее развиты

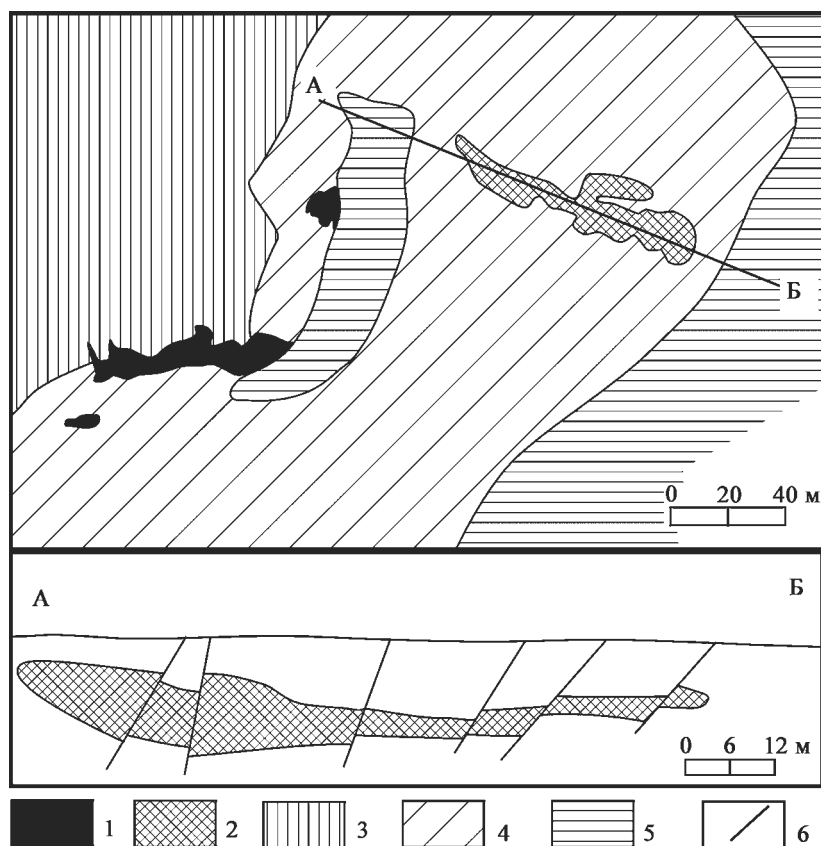


Рис. 4.50. Схема геологического строения месторождений № 10 и № 10а. По Н.В. Павлову, И.И. Григорьевой [1978]
Условные обозначения: 1–2 — рудные тела хромитов, выходящие на поверхность (1) и слепые (2); 3–5 — серпентиниты (3 — апоперидотитовые, 4 — карбонатизированные, 5 — карбонатизированные и окремненные); 6 — разрывные нарушения

вкрапленные разновидности. Содержание окиси хрома в руде составляет 33,07–46,86% (в среднем 41,7%), отношение $Cr_2O_3/\Sigma FeO = 2,1-2,93$. Запасы хромитов на месторождении № 10 составляли 49 300 т [Уральские ..., 1936]. В настоящее время месторождение полностью отработано.

Восточнее месторождения № 10 расположено «слепое» рудное тело *месторождения № 10а*, по размерам в несколько раз превышающее описанное выше. Для него также характерно широтное простирание, линзовидная форма и практически горизонтальное залегание (рис. 4.50). Верхняя кромка рудного тела располагается на глубине

около 10 м от поверхности, оно разбито разломами на три крупных блока.

Хромиты трещиноватые, цемент руд представлен хлоритом, карбонатами, кремнистыми породами. Контакты рудного тела с вмещающими породами резкие, вдоль контакта наблюдается тонкая хлоритовая оторочка (4–30 см).

На месторождении преобладают массивные средне- и мелкозернистые хромиты, реже встречаются вкрапленные руды. Среднее содержание в руде Cr_2O_3 составляет 41%, отношение $Cr_2O_3/\Sigma FeO = 2,7$. Запасы месторождения составляют около 200 000 т [Мазур, 1961 г.; Реестр ..., 2000] (табл. 4.17).

Таблица 4.17

Запасы хромовых руд на месторождениях Верблюжьегогорского массива

№ п/п	Объект	Запасы (в тоннах)		Содержание Cr_2O_3	$Cr_2O_3/\Sigma FeO$
		A+B+C ₁	P ₁ +P ₂		
1	№ 23	1260	–	$\frac{37,47-41,12}{39,2}$	2,59
2	№ 24	324	509	38,11–40,63	2,65
3	№ 25	–	83	45,1	–
4	№ 26	6900	–	$\frac{34,79-47,6}{41,8}$	3,0
5	№ 1–2	–	–	$\frac{32,13-44,45}{38,1}$	2,4–2,9
6	№ 3	–	–	39,69–40,11	–
7	№ 5	–	–	31,03	–
8	№ 6	1600	–	40,8–41,62	3,2
9	№ 27	–	144	43,47	–
10	№ 22	–	18	–	–
11	№ 7–8	43500	–	$\frac{41,7-48,72}{45,34}$	2,9
12	№ 19	2585+2000	–	$\frac{23,31-39,51}{31,5}$	2,15
13	№ 9–9а	3000	8700	$\frac{38,86-49,31}{45,9}$	–
14	№ 14	–	185	33,9–45,97	–
15	№ 11–12	72000	96000	$\frac{29,71-47,93}{41,21}$	2,79–3,22
16	№ 10а	230000	–	40,77	2,66
17	№ 10	–	37900	$\frac{33,07-46,86}{41,7}$	2,1–2,93
18	№ 16	–	3350	$\frac{30,91-42,02}{38,2}$	2,6
19	Россыпь № 2	4700	–	34,91–36,27	–
20	№ 20–21	100	–	$\frac{41,03-41,43}{41,23}$	2,39
21	№ 29	–	3900	32,98–40,08	–
22	№ 13–28	–	1850	38,81	2,75
23	№ 17–18	43600	69100	$\frac{22,83-48,21}{37,1}$	2,1–3,17
24	№ 15	1680	13600	40,6	–
25	№ 30–30а	125100	–	38,53–45,87	2,61–2,82

Примечание: составлена по данным [Мазур, 1961 г.; Реестр ..., 2000]; в графе «содержание Cr_2O_3 » в числителе интервал значений, в знаменателе — среднее содержание Cr_2O_3

Месторождение № 11–12 расположено в южной части Главного рудного поля, в 1,2 км западнее контакта массива. Вмещающие породы — апоперидотитовые серпентиниты, по мере приближения к рудному телу массивные разновидности пород сменяются раздробленными и давленными до рыхлого состояния в оторочках рудных тел (рис. 4.48).

Форма рудных тел жилообразная, простирание субмеридиональное. Месторождение разбито субширотным разрывным нарушением на два блока — северный (№ 12) и южный (№ 11), последний смещен на 50 м к западу.

Южный блок месторождения представлен одним рудным телом, падение его в южной части пологое ($\angle 30^\circ$), в северной — крутое (до $\angle 80^\circ$). Длина по простиранию около 150 м, по падению — 43 м, средняя мощность 5 м. Рудное тело разбито сетью трещин, заполненных вторичными минералами — хлоритом, вермикулитом, магнезитом, опалом, халцедоном. Вокруг рудного тела развиты хлоритовая и вермикулитовая оторочки мощностью до 0,5 м. Восточнее рудного тела субпараллельно к нему протягивается дайка диорита мощностью до 10 м, круто падающая на восток.

Северный блок месторождения включает в себя два рудных тела, разделенных толщей серпентинитов мощностью около 12 м. Первое рудное тело меридионального простирания разбито разломами на три блока, суммарная длина которых около 100 м, мощность 4–8 м, падение в южной части субвертикальное, в северной — западное под углом 45° . Второе рудное тело — «слепое», меридионального простирания, длина его по простиранию более 100 м, по падению — 34 м, средняя мощность 2,5 м. Рудные тела характеризуются жилообразной формой, наличием хлоритовых и вермикулитовых оторочек мощностью до 0,5 м. В тектонических зонах развиты порошковатые руды.

На месторождении преобладают массивные разновидности хромитов с крупно- и среднезернистой структурой, реже встречаются вкрапленные руды. В зальбандах рудных тел развиты тонкозернистые хромиты. Содержание Cr_2O_3 в руде 29,7–47,9% (в среднем — 41,21%). Общие запасы хромитов на месторождении № 11–12 составляют 70 000 т, прогнозные ресурсы — около 100 000 т [Реестр ..., 2000] (табл. 4.17).

Месторождение 30–30а является вторым по величине в пределах Верблюжьегогорского массива. Оно расположено в центральной части Главного рудного поля (рис. 4.48). Вмещающими породами для хромитов служат также апоперидотитовые серпентиниты, местами сильно смятые, трещиноватые, карбонатизированные. На месторождении интенсивно проявлена разрывная тектоника, выявлено около 50 тектонических нарушений, большинство из них — сдвигового характера.

Наибольшая деформированность и тектоническая нарушенность пород наблюдаются вблизи рудных тел и в приповерхностной зоне. По трещинам широко развиты глиноподобные породы тектонического происхождения, серпентин-карбонатные брекчии. Среди всего многообразия тектонических нарушений следует выделить две наиболее развитые системы трещин: 1) северо-северо-западного простирания, аз. пад. $250\text{--}260^\circ$, $\angle 15\text{--}35^\circ$ и 2) широтная, аз. пад. 0° , $\angle 55\text{--}85^\circ$.

Рудное тело отделяется от вмещающих серпентинитов оторочками гидротермального происхождения: хлоритовой, вермикулитовой и хлорит-вермикулит-серпентинитовой, мощности их варьируют от первых сантиметров до 2–5 м. В 20–30 м от рудного тела картируется параллельная ему дайка диорита мощностью 5–7 м. Рудное тело имеет жилообразную форму, простирается меридионально, в северной части несколько отклоняясь к северо-северо-востоку (аз. прост. $10\text{--}15^\circ$). Падение рудного тела изменчивое: в южной части — крутое восточное, до субвертикального, в средней — пологое восточное. Длина тела по простиранию составляет 270 м, средняя мощность 5 м, в раздувах до 16 м, длина по падению достигает 50 м.

Хромиты на месторождении представлены массивными и вкрапленными разновидностями с крупно- и среднезернистой структурой. По механическим свойствам они относятся к плотным, рыхлым, щелнистым и сажистым разновидностям. Наибольшим развитием на месторождении пользуются массивные хромиты темно-серого цвета. Нерудные минералы составляют до 20% объема руд и представлены хлорит-серпентиновым цементом. Сажистые и порошковатые руды обычно приурочены к зонам тектонических нарушений, мощность их достигает 1,7 м. В таких рудах встречается уваровит.

Содержание в рудах Cr_2O_3 варьирует в пределах 38,53–45,87% (в среднем — 41,8%), отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\Sigma\text{FeO} = 2,86$. Запасы хромитов на месторождении составляют 122 000 т [Мазур, 1961 г.; Реестр ..., 2000].

Месторождение 17–18 расположено в юго-западной части Главного рудного поля, приурочено к апоперидотитовым серпентинитам, разрушенным в приповерхностной зоне и плотным на глубине.

Рудное тело имеет форму четковидной залежи с частыми раздувами и пережимами. Основная часть тела имеет форму жилы и вытянута в меридиональном направлении. Падение тела преимущественно пологое западное ($\angle 30^\circ$), иногда крутое до субвертикального.

В южной части месторождения основное рудное тело разветвляется, при этом его юго-восточная ветвь имеет пластообразную форму и мощность до 12 м. Средняя часть рудного тела в плане дугообразно выгнута на восток. Северный блок характеризуется субширотным (запад-северо-западным)

простираем. Общая длина рудного тела по простиранию составляет 155 м, мощность до 10 м. Хромиты окружены тонкой хлоритовой оторочкой и хлорит-серпентинитовым ореолом мощностью до 2–3 м.

На месторождении преобладают густовкрапленные крупнозернистые хромиты, относительно широким распространением здесь пользуются также бедновкрапленные мелкозернистые руды. Реже встречаются руды с полосчатой текстурой. Среднее содержание Cr_2O_3 в густовкрапленных рудах составляет 38,7%, в бедновкрапленных — 34,27%; среднее по месторождению — 37,1%.

На месторождении № 17–18 наблюдаются значительные вариации состава первичных рудообразующих хромшпинелидов, отражающиеся в изменчивости отношения Cr/Al . Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах составляет 43,26–52,65%, Al_2O_3 — 9,6–23,67%. Запасы хромитов на месторождении № 17–18 составляют 43 600 т, прогнозные ресурсы — 69 100 т [Мазур, 1961 г.; Реестр ..., 2000].

4.3.2. Татищевский массив

В пределах *Татищевского массива* до недавнего времени было известно 9 хромитопроявлений, образующих две группы — северную и южную.

Северная группа расположена в районе г. Кула-Айгир и представлена месторождениями №№ 1, 2, 3, 4, 5. Южная группа находится в районе восточного склона г. Тумачки, в нее входят Наталкинское месторождение, точки 521, 659, 1328 (рис. 4.51).

Наиболее крупными объектами на массиве являются месторождения №№ 3, 4, 5. Месторождения 3 и 4 расположены в 200 м друг от друга на восточном склоне г. Кула-Айгир. Они открыты в 1930-е годы, в это же время была начата их эксплуатация. В результате разведочных и эксплуатационных работ получены следующие данные об их строении.

Вмещающими породами являются аподунитовые серпентиниты, обычно осветленные вблизи рудных тел. Их мощность составляет обычно первые метры, на удалении от рудных тел они сменяются апогартбургитовыми серпентинитами. Главные породообразующие минералы серпентинитов — антигорит и хризотил, структуры пород сетчатые, чешуйчатые, волокнистые, в апогартбургитовых серпентинитах наблюдаются частые псевдоморфозы по ортопироксену. В непосредственном контакте с хромитами часто присутствует тонкая сине-зеленая оторочка, состоящая из талька и хлорита, реже встречается нонтронит.

Рудные тела чаще всего образуют жилы. На месторождении № 3 простирание хромитов юго-

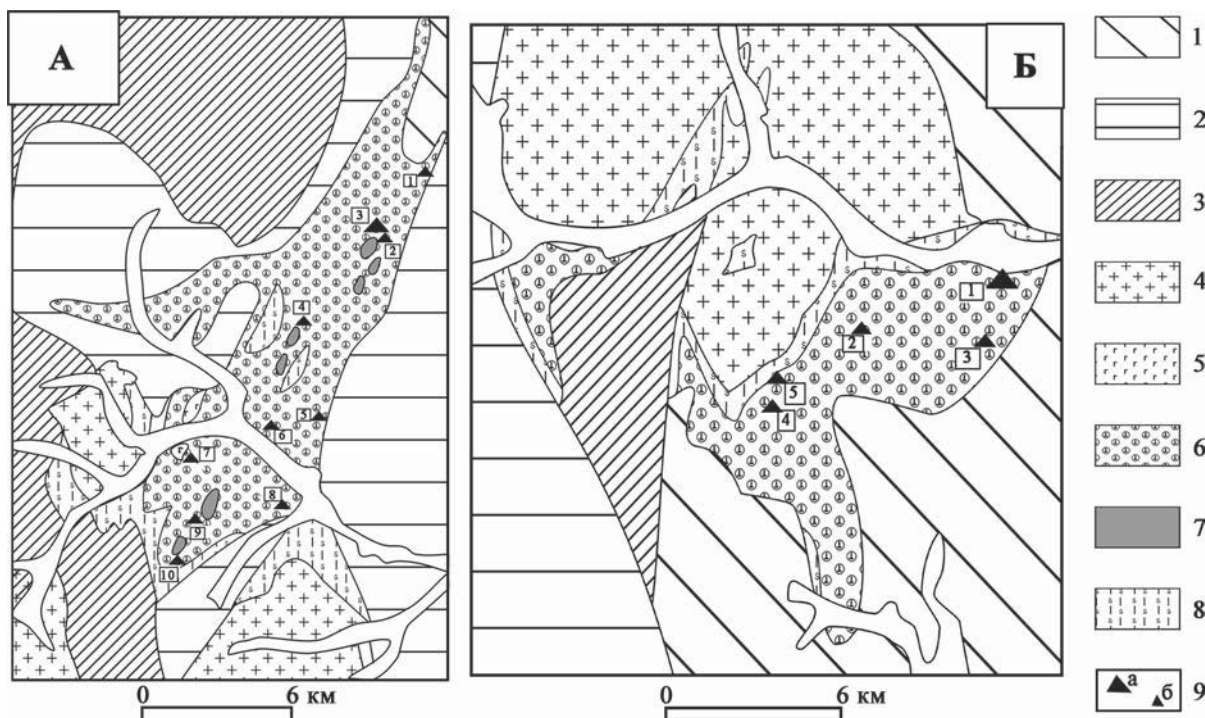


Рис. 4.51. Схема расположения хромитопроявлений Татищевского и Варшавского массивов. По З.Р. Мазуру [1961 г.], [Реестр ... 2000]

Условные обозначения: 1 — каменноугольные отложения, 2 — кембрийско-ордовикские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, 3 — протерозойские метаморфические образования, 4 — граниты, 5 — габброиды, 6 — серпентиниты (преимущественно апоперидотитовые), 7 — аподунитовые серпентиниты, 8 — рассланцованные серпентиниты, серпентин-тальковые, тальк-хлоритовые породы, талькиты нерасчлененные, 9 — хромитопроявления (а — мелкие месторождения, б — рудопроявления). **Номера хромитопроявлений для А:** 1 — месторождение № 5, 2 — № 4, 3 — № 3, 4 — № 1, 5 — № 2, 6 — № 685, 7 — № 659, 8 — № 521, 9 — № 1328, 10 — Наталкинское; **для Б:** 1 — Владимир, 2 — Бахчева Гора, 3 — Восточно-Варшавское, 4 — Раиса, 5 — Евдокия

западное (215–235°), длина рудного тела составляет более 100 м, падение крутое северо-западное, $\angle 75-80^\circ$, на глубину оруденение прослежено до 42 м.

На хромитопоявлениях Татишевского массива хромиты представлены массивными и густовкрапленными разновидностями. В зонах смятия в виде линз встречаются брекчиевидные и порошковатые хромиты. На месторождении № 3 наибольшим развитием пользуются массивные руды с содержанием Cr_2O_3 в среднем 37,0% при отношении $Cr_2O_3/FeO = 3,08$. В массивных рудах месторождения № 4 содержание Cr_2O_3 составляет в среднем 39,45%. Характерной особенностью хромитов Татишевского массива является низкое содержание окиси хрома в рудообразующем хромшпинелиде, в связи с чем они являются «необогащаемыми» [Мазур, 1961 г.].

В массиве преобладают крупно- и среднезернистые структуры руд. Мелкозернистые хромиты

приурочены к краевым частям рудных тел. Вкрапленные руды по массиву в целом пользуются ограниченным распространением и встречаются лишь среди массивных хромитов [Мазур, 1961 г.]. Они имеют обычно мелко- (< 1 мм) или крупнозернистую (3–5 мм) структуру.

В результате поисковых работ, проведенных на массиве в 2000–2002 гг., было выявлено 26 новых рудопроявлений и 35 точек минерализации. Наиболее крупными из них являются месторождения Андреевское (22,24 тыс. т) и Слава (68,4 тыс. т) [Иванушкин, 2006 г.].

В стенках карьера месторождения Слава преобладают густо- и средневкрапленные хромиты полосчатой текстуры (рис. 4.52). Этот объект также эксплуатировался в недавнем прошлом и, по видимому, полностью отработан. По трещинам и плоскостям отдельности в хромитах иногда наблюдаются щетки уваровита, встречается кем-

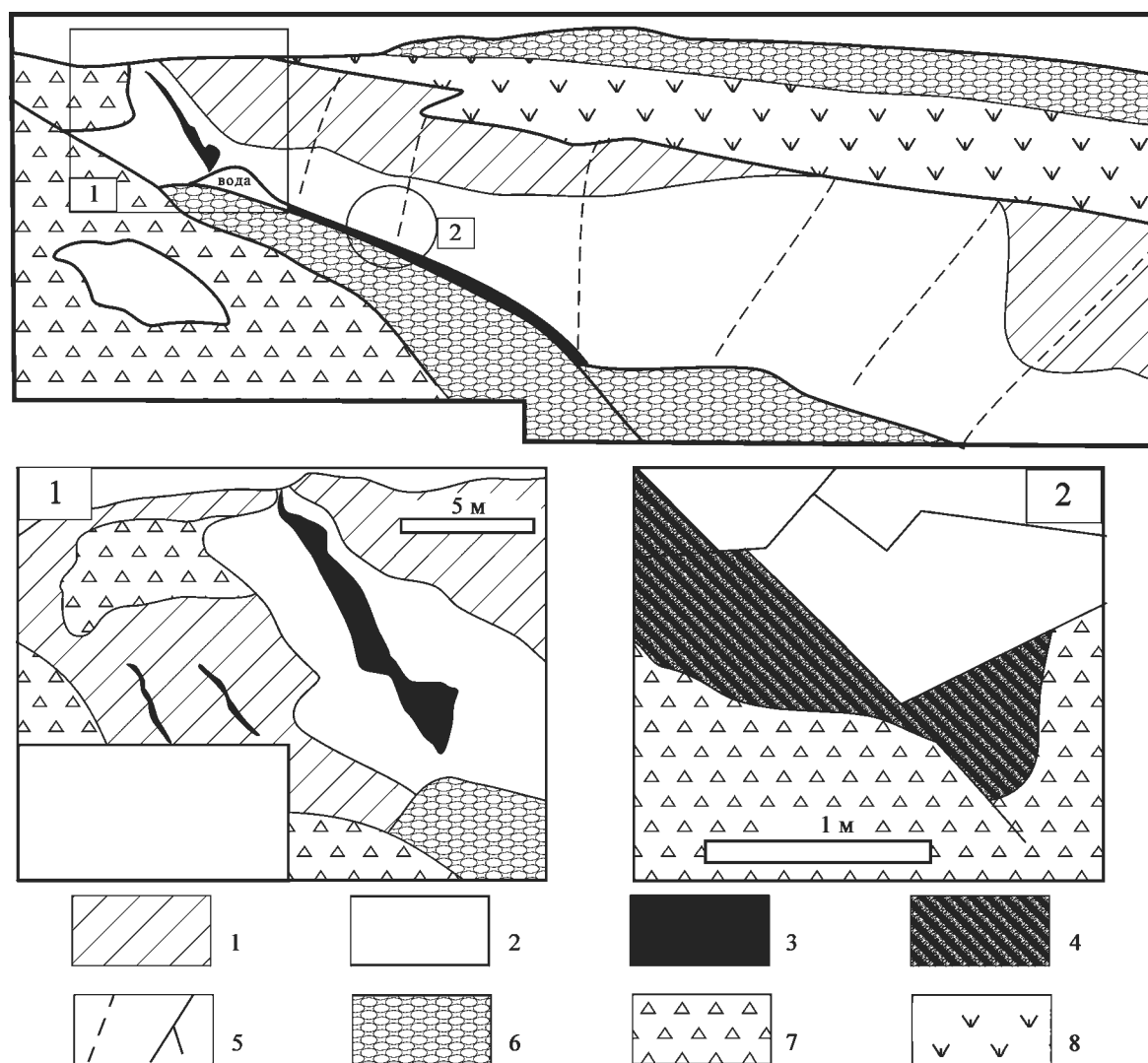


Рис. 4.52. Карьер месторождения Слава (зарисовки с фотографий)

Условные обозначения: 1 — аподунитовые (?) и апогарцбургитовые серпентиниты; 2 — аподунитовые серпентиниты осветленные; 3 — массивные хромиты; 4 — густовкрапленные хромиты; 5 — тектонические трещины; 6–8 — закрытые участки (6 — отвалы, 7 — развалы делювия и свалы пород с бортов карьера, 8 — задерновано)

мерерит, листоватые агрегаты хлорита. Из-за примеси хромхлоритов (?) в стенках карьера месторождения № 4 густовкрапленные хромиты имеют сиреневый оттенок.

4.3.3. Варшавский массив

В пределах Варшавского гипербазитового массива известны многочисленные хромитопоявления, открытые и эксплуатировавшиеся в 1920–30-е годы. Рудопоявления рассредоточены по всей площади массива, большинство из них представляет собой мелкие скопления хромитов, полностью отработанные, о которых не сохранилось почти никаких сведений [Мазур, 1961 г.] (рис. 4.51 Б).

Наиболее значительными из хромитопоявлений Варшавского массива являются Восточно-Варшавское месторождение, проявления «Владимир», «Раиса», «Бахчевая гора» и россыпь валунчатых руд «Евдокия» (табл. 4.18). Более 80% запасов хромовых руд на массиве сосредоточено в пределах месторождения Восточно-Варшавское и россыпи «Евдокия».

Восточно-Варшавское месторождение расположено вблизи восточного контакта гипербазитов с вмещающими метаморфическими сланцами. Хромиты залегают среди серпентинизированных гарцбургитов, серпентинитов и тальк-хлоритовых пород, в приконтактной зоне гипербазиты карбонатизированы и дезинтегрированы.

В составе месторождения известно три основных рудных тела под названиями выходов № 11, 12, 13. Они расположены цепочкой с севера на юг,

образуя единую рудоносную зону длиной более 250 м, простирание тел северо-западное (310–330°), падение пологое на юго-запад (220–240°, $\angle 20-40^\circ$).

Длина отдельных рудных тел по простиранию составляет 70–100 м, по падению оруденение прослежено до глубины 15–30 м на флангах и до 60 м в центральных частях тел. Мощность подвержена значительным колебаниям — от 0,1 до 15–20 м. Форма рудного тела № 11 линзовидная, относительно правильная, а тела 12 и 13 характеризуются жильной формой, мощность их не выдержана, с многочисленными пережимами и раздувами, разветвлениями.

На месторождении преобладают массивные и густовкрапленные руды с преимущественно крупнозернистой структурой. Содержание Cr_2O_3 составляет 25,0–38,0%, запасы хромитов на месторождении составляют 46 300 т [Мазур, 1961 г.; Реестр ..., 2000]. Между выходами 11 и 12 известно проявление валунчатых хромитов с запасами 400 т при содержании Cr_2O_3 32–33%.

Россыпь валунчатых хромитов «Евдокия» образовалась вследствие разрушения расположенного в 500 м от нее коренного месторождения «Раиса». Размеры обломков хромитов в россыпи 0,5–20 см в поперечнике. Руды крупнозернистые, массивные. Площадь россыпи составляет 67 000 м², мощность продуктивного слоя 0,5–3 м (в среднем 1,2 м). Россыпь перекрыта рыхлыми отложениями мощностью от 0,5 до 5 м (в среднем 2 м), не содержащими обломков хромита. Содержание Cr_2O_3 в обломках составляет 32,22–45,69% (в среднем 39,45%), отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 3,5$. Запасы руд на месторождении составляют 13 230 т [Мазур, 1961 г.].

Таблица 4.18

Основные параметры рудных тел Восточно-Варшавского месторождения

	Рудное тело 11	Рудное тело 12	Рудное тело 13
Вмещающие породы	серпентиниты, тальк-хлоритовые породы	серпентиниты карбонатизированные, рыхлые	перидотиты серпентинизированные, серпентиниты карбонатизированные
Форма	линзообразная	жилообразная	жилообразная
Длина, м	70	–	100
Ширина, м	30	15–20	фланги 25–35 центр до 60 м
Мощность, м	–	–	0,1–7 м
Азимут простирания, град.	330°	310–320°	–
Азимут и угол падения, град.	240° $\angle 20-40^\circ$	220°–230°, пологое	–
Содержание Cr_2O_3	25,0–38,0%	28,7%	25,0–35,0% (33,5%)
$\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	1,47–2,2	–	–
Запасы (A+B+C ₁)	23594	5214	17750

Глава 5. МОДЕЛЬ ХРОМИТООБРАЗОВАНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ

5.1. РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ГЕНЕЗИС ХРОМИТОВ АЛЬПИНОТИПНОЙ ФОРМАЦИИ

Генезис хромитовых месторождений альпино-типной формации на протяжении долгих лет является предметом оживленной дискуссии. В первой половине XX столетия господствующей гипотезой образования хромитов являлась магматическая, в рамках которой они рассматривались как продукты дифференциации ультраосновной магмы (дунитовой или перидотитовой). Среди месторождений выделялись раннемагматические сегрегации преимущественно вкрапленных руд и позднемагматические хромиты, образующие наиболее крупные по масштабам скопления массивных и густовкрапленных руд.

Предполагалось, что основная масса хромитов внедряется по ослабленным зонам в раскристаллизовавшиеся гипербазиты в виде рудно-силикатной магмы, богатой летучими [Заварицкий, 1937; Бетехтин, 1937; Магматические ..., 1973 и др.]. При этом большинство исследователей считало, что формирование «разреза» самих гипербазитовых массивов происходило в результате кристаллизационной дифференциации [Логинов, 1933 г.; Соколов, 1948 и др.]. Часть сторонников магматической гипотезы большое значение в образовании рудных концентраций придает расслоению ультраосновного расплава (ликвации) на дунитовую и перидотитовую составляющие [Кравченко, 1969; Павлов и др., 1979; Маракушев, 1988].

Следует отметить, что при рассмотрении месторождений хромитов сторонниками магматической гипотезы часто не делалось различия между альпинотипными и стратиформными ультрабазитами. Однако строение хромитопроявлений в пределах указанных формационных типов гипербазитов резко отличается друг от друга.

В расслоенных плутонах хромитовые скопления чаще всего представлены пластообразными телами значительной протяженности, их площадь достигает сотен квадратных километров. При этом мощность «пластов» (рифов) незначительна (от десятых долей метров до первых метров). Они залегают, как правило, на определенном «стратиграфическом

уровне». Для пород, вмещающих оруденение, также характерна четкая стратификация, массивы в целом имеют зональное строение, обусловленное магматической дифференциацией.

В альпинотипных (офиолитовых) массивах наблюдается совершенно иная картина. Внутреннее их строение довольно однородно, вариации состава пород незначительны — от лерцолитов до дунитов. Характерной чертой этих комплексов является частое чередование в разрезе полос гипербазитов с различными количественными соотношениями оливина, энстатита и диопсида. Наибольшим распространением на массивах пользуются перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты), в подчиненных количествах развиты дуниты, которые, как правило, образуют согласные полосовидные тела среди полосчатых перидотитов, реже слагают тела более сложных форм в сетчатом дунит-гарцбургитовом комплексе. Размеры дунитовых тел варьируют в значительном диапазоне: мощность изменяется от десятых долей метра до сотен метров, протяженность от первых метров до первых километров. Для альпинотипных гипербазитов характерны ориентированные плоскостные текстуры и структуры; согласные с полосчатостью вмещающих пород хромитовые тела представлены прерывистыми полосовидными и ленточными морфологическими типами, а несогласные — жилообразными, гнездовидными, линзовидными и столбообразными, а также их комбинациями.

Указанные различия в строении хромитовых месторождений альпинотипных и расслоенных массивов явились одним из аргументов противников магматической гипотезы и привели к становлению альтернативных взглядов на генезис хромитового оруденения, рассматривающих его как продукт метасоматических преобразований перидотитового (энстатитового) субстрата [Бакиров, 1963; Москалёва, 1972; 1974; Савельев, 1977 и др.].

Против магматической гипотезы образования гипербазитов и хромитовых руд альпинотипной формации в настоящее время говорят многочис-

ленные данные, полученные в результате экспериментальных исследований и изучения океанических гипербазитов [Магматические ..., 1988 и др.]. Из главных возражений отметим следующие: 1) температуры плавления перидотитов, полученные при экспериментальных исследованиях, не могут быть реализованы в условиях верхней мантии, 2) маловероятно наличие под тонкой океанической корой огромных резервуаров полностью расплавленного ультраосновного вещества, а, как известно, по всей площади океанов под осадочно-вулканогенными отложениями залегают гипербазиты, 3) с позиций магматической гипотезы сложно объяснить образование полосчатой структуры массивов альпинотипной формации, которая обусловлена частым чередованием полос перидотитов с различным содержанием орто- и клинопироксена и дунитов, значительно варьирующих по мощности, но с близкими составами породообразующих минералов, при этом размеры комплексов вкрест простирания достигают десятков километров!

По мнению сторонников метасоматической гипотезы, мантийный субстрат, представленный существенно ортопироксеновыми породами, подвергается воздействию флюидов, обогащенных магнием. На месте энстатитов последовательно образуются гарцбургиты и дуниты. При растворении пироксенов хром мобилизуется с образованием собственной минеральной фазы — хромшпинелида.

Главным возражением против метасоматической гипотезы является проблематичность существования флюида, обогащенного тугоплавкими элементами, причем в огромных объемах. Данные, полученные в экспериментах и при изучении океанических гипербазитов, свидетельствуют о преимущественно «сухом» состоянии мантийного вещества. Представляется также маловероятным, что процессы метасоматического замещения могут происходить настолько равномерно и выдержано в пространстве и времени, чтобы привести к возникновению «мирового типа гарцбургита» [Магматические ..., 1988].

Ни магматическая, ни метасоматическая гипотезы не дают удовлетворительного ответа на ряд вопросов, касающихся закономерностей локализации оруденения. При монотонности состава массивов альпинотипных гипербазитов оруденение практически всегда приурочено к дунитовым обособлениям. Различия между дунитом и гарцбургитом заключаются лишь в наличии ортопироксена в последнем (10–30%). Таким образом, маловероятно, что в хромитообразовании значительная роль могла принадлежать рудоносным флюидам, или что существовала рудно-силикатная магма, богатая летучими. В первом случае не ясно, почему флюид циркулировал и осаждал хромиты

только в дунитах, хотя мощность чередующихся полос дунитов и гарцбургитов иногда составляет всего 1–10 см, а во втором — почему рудно-силикатная магма всегда состоит из ассоциации оливин + хромит (без энстатита), хотя вблизи вмещающие безрудные толщи представлены зачастую пироксеновыми дунитами с содержанием ортопироксена 5–10%. Наблюдается явный антагонизм ортопироксена и рудного хромита. Именно рудного, образующего концентрации с содержанием хромита более 10%. Аксессуарный хромшпинелид при этом присутствует и в лерцолитах, и в гарцбургитах. В пироксеновых дунитах его состав такой же, как и в рудах, но там он практически не образует заметных скоплений.

В 1960-е годы наряду с чисто метасоматической гипотезой образования хромитоносных гипербазитовых ассоциаций начинает формироваться направление, рассматривающее альпинотипные гипербазиты как реликты верхней мантии, внедрившиеся в верхние горизонты коры в процессе ее скупивания. Офиолитовые ассоциации, в состав которых входят ультрабазиты, стали сопоставлять с реликтами палеоокеанической коры и верхней мантии [Пейве, 1969; Книппер, 1969]. Но еще раньше появились публикации, в которых альпинотипные гипербазиты и хромитовые руды, заключенные в них, рассматривались как метаморфические образования, возникшие в результате твердофазовой дифференциации [Roever, 1957; Rost, 1959]. Часть исследователей считает, что мантийные ультрабазиты внедрились в виде «кристаллической каши», внутри которой хромиты находились в кристаллическом состоянии [Bowen, Tuttl, 1949; Thayer, 1964, 1967 и др.].

В ходе активного изучения океанического дна и офиолитов в 1970–80-е годы было установлено повсеместное распространение в базальных гипербазитах деформационных структур, что позволило рассматривать породы обеих ассоциаций в качестве «мантийных тектонитов» [Колман, 1979] и констатировать их значительное сходство между собой. В последующем все больше исследователей стало рассматривать хромитовое оруденение в альпинотипных гипербазитах как результат деплеции первично однородного неистощенного мантийного субстрата, близкого по составу к лерцолиту [Савельева, 1987; Савельева, Савельев, 1991; Перевозчиков, 1995; 1998].

Наиболее детальные исследования структурных особенностей ультрабазитов хромитоносных зон были проведены на массивах Полярного Урала [Гончаренко, 1989; Строение ..., 1990; Савельева, Савельев, 1991; Перевозчиков, 1998]. На основе крупномасштабного геологического картирования, петроструктурного анализа, обобщения данных, полученных в результате большого объема буровых и горных работ, авторами сделан вывод о ведущей

роли в генезисе хромитовых месторождений пластических деформаций ультраосновных пород.

К близким выводам при изучении хромитов Хабаровинского массива пришли В.И. Маегов и И.И. Никитин [1972]. Они предположили, что образование повсеместно развитых здесь полосчатых текстур происходило в результате метаморфической дифференциации. Большое значение метаморфической дифференциации ультрабазитов офиолитов и концентрически-зональных комплексов придают Д.С. Штейнберг [Штейнберг и др., 1986], А.А. Ефимов, Р.М. Шмелев. На тектоническую природу хромитового оруденения в офиолитовых массивах неоднократно указывал Г.Г. Кравченко [1969, 1971, 1977, 2005], оставаясь при этом на позиции их позднемагматического происхождения.

И.С. Чашухин [2007] выделяет четыре генетических типа хромитовых объектов, среди них к продуктам метаморфической дифференциации гарцбургитов он относит месторождения западной части Кемпирсайского массива, а к продуктам деплетирования — месторождения в дифференцированных лерцолит-гарцбургит-дунитовых разрезах. В.Ю. Алимовым [1994] был предложен механизм концентрирования хромшпинелидов в рудные тела при сжатии дунитов, в результате чего на контактах зерен оливина и хромита образуются напряжения контактовой природы, более податливый оливин при этом выжимается из интерстиций, а хромшпинелиды сближаются до соприкосновения.

В последнее время наиболее популярной на западе является реакционно-магматическая гипотеза,

согласно которой хромитовое оруденение в офиолитах образуется в результате реакции реститов с просачивающимися расплавами преимущественно бонинитового состава, происходит этот процесс в надсубдукционной обстановке.

С.Г. Ковалевым развивается идея о формировании рудных тел хромитов в связи с образованием даек вторичных дунитов на месте гарцбургитов в зонах сколовых деформаций [Ковалев, Салихов, 2000]. В результате инконгруэнтного плавления ромбического пироксена (энстатита) образуются дуниты, хром извлекается из пироксенов с образованием хромшпинелидов.

Среди зарубежных исследователей в настоящее время наиболее популярной является реакционно-магматическая гипотеза [Melcher et al., 1999; Zhou et al., 1996]. В частности, она была предложена Ф. Мельхером для объяснения генезиса хромитов Кемпирсайского массива. Данная гипотеза предполагает перенос и отложение рудного вещества бонинитовыми расплавами при реакции их с реститом. Но в большинстве случаев в пределах рудных полей не зафиксированы тела бонинитов и ортопироксенитов. Кроме того, сомнителен перенос огромных объемов рудного вещества небольшими порциями расплава и отсутствие сколь-либо заметных концентраций хромитов в самих бонинитах.

Ниже нами приведены дополнительные данные в пользу тектонической природы большинства хромитопоявлений, связанных с ультрабазитами альпинотипной (офиолитовой) формации Уральского подвижного пояса.

5.2. ОБ ИСТОЧНИКЕ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ДЛЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИТОВ

Практически все исследователи, изучающие хромитовые месторождения альпинотипной формации считают, что источником хрома являлось вещество верхней мантии. Значительные расхождения возникают обычно в вопросе о путях его возможной мобилизации. На наш взгляд, хромитообразование неразрывно связано с процессом частичного плавления мантийного субстрата, механизм которого рассматривается в многочисленных работах по экспериментальной петрологии [Рингвуд, 1981; Шинкарёв и др., 1983 и др.]. Считается, что примитивная (неистощенная) верхняя мантия сложена пиролитом, минералогически и геохимически близким к лерцолиту. Частичное плавление мантийного вещества при адиабатической декомпрессии ведет к образованию базальтовой выплавки и комплементарного ей тугоплавкого остатка, который представлен ультрабазитами ряда лерцолит — гарцбургит — дунит [Mysen, Kushiro, 1977]. Характерная черта строения реститового

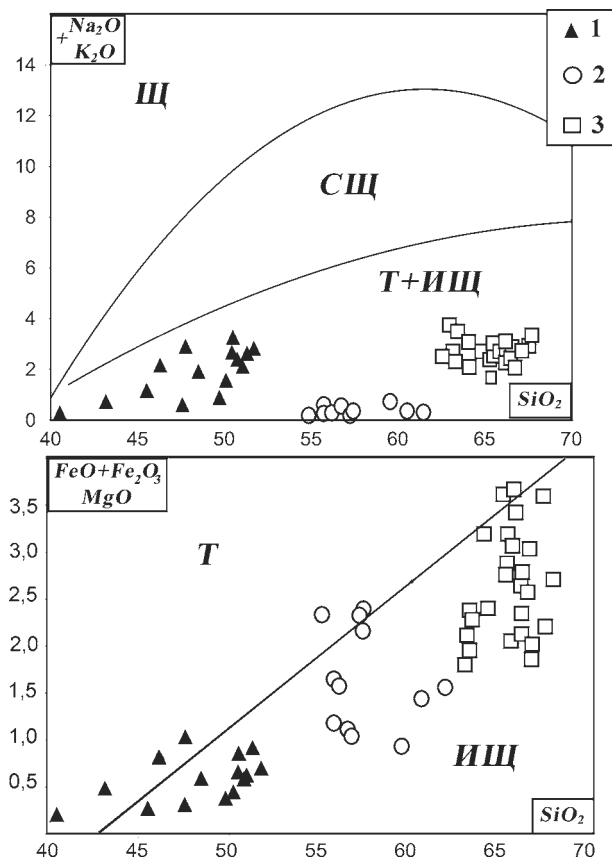
комплекса — наличие полос, в различной степени истощенных легкоплавкими компонентами.

В экспериментах по плавлению лерцолитов установлено, что наиболее легкоплавкими фазами в них являются клинопироксен и глиноземистая шпинель, затем в расплав переходят ромбические пироксены, наиболее тугоплавким компонентом является оливин. В результате плавления образуется «базальтовая» (расплав) и «оливиновая» (рестит) составляющие. Слагающие пироксен химические элементы разделяются между ними согласно коэффициентам распределения, зависящим от их сродства к расплаву и реститу. В базальтовом расплаве преимущественно концентрируются щелочи, алюминий, кальций, титан, большая часть железа. В рестите накапливаются тугоплавкие компоненты, в первую очередь магний и никель.

При плавлении пироксенов вместе с породообразующими элементами (Si, Al, Ca, Fe, Mg) высвобождается также и хром. Для него более

свойственно накапливаться в тугоплавком остатке. Содержание окиси хрома в исходном диопсиде достигает 1%, в энстатите — 0,5–0,7%. Вместе с тем трехвалентный хром практически не входит в виде изоморфной примеси в кристаллическую решетку оливина [Шоу, 1969 и др.], концентрация его здесь на порядок ниже, чем в пироксенах (0,01–0,05%). Следовательно, хром должен накапливаться в респите в виде собственной минеральной фазы — хромшпинелида, причем содержание последнего растет одновременно с ростом степени деплетированности субстрата. Вероятно, при этом также будет расти его хромистость за счет выноса глинозема в составе базальтовой выплавки.

В последние годы появились данные о наличии расплавных включений в рудообразующих хромшпинелидах [Дунаев и др., 2005; Симонов и др., 2006]. В связи с этим популярностью вновь стала пользоваться магматическая гипотеза образования хромитовых месторождений. В то же время результаты многочисленных исследований, проведенных в пределах крупных гипербазитовых массивов и на хромитовых месторождениях различных регионов, и в первую очередь Южного Урала, свидетельствуют о ведущей роли в формировании альпинотипных гипербазитов и приуроченных к ним хромитопроявлений тектонического течения вещества верхней мантии в твердо-пластичном состоянии [Колман, 1979; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Щербаков, 1990 и др.].



Рассмотрим подробнее аналитический материал, представленный в работе В.А. Симонова и др. [2006], и выделим основные моменты: 1) расплавные включения обнаружены и изучены в хромшпинелидах небольшой по размерам линзы; 2) составы расплавных включений между собой отличаются довольно значительно, вариации содержаний петрогенных окислов достигают соответственно для SiO_2 6%, для Al_2O_3 8%, для CaO 11%, а концентрация щелочей изменяется вдвое; 3) составы расплавов преимущественно соответствуют известково-щелочным базальтам и андезито-базальтам.

Таким образом, если предположить, что хромитовое тело сформировалось при кристаллизации расплава в магматической камере, то следует признать значительную изменчивость исходного расплава, что маловероятно, если принять во внимание мелкие размеры рудного тела. Кроме того, в природе практически не зафиксировано случаев нахождения рудных скоплений хромитов в дифференциатах известково-щелочной магмы, тем более в андезито-базальтах (рис. 5.1).

Вместе с тем обнаружение расплавных включений в рудообразующих хромшпинелидах является важным фактом, проливающим свет на особенности генерации рудного вещества месторождений хромитов и находящим объяснение в рамках респитово-метаморфогенной гипотезы их образования.

Известно, что к числу ведущих процессов дифференциации мантийного вещества относится частичное плавление, в результате которого происходит деплетирование примитивных лерцолитов, отделение легкоплавкой базальтовой составляющей. Остаточным продуктом в этом процессе будут гарцбургиты и дуниты. Считается, что причиной начала плавления является декомпрессия глубинного вещества в режиме растяжения [Кадик и др., 1990]. В зависимости от глубины, степени плавления и РТ-условий состав отделяющегося расплава варьирует в значительном диапазоне: от щелочных базальтов до пикритов и коматиитов.

Воспроизведение процессов частичного плавления шпинелевых лерцолитов в экспериментальных условиях показало, что наиболее легкоплавкими фазами, переходящими в расплав, являются

Рис. 5.1. Положение составов расплавных включений в рудообразующих хромшпинелидах Нуралинского и Ишкининского массивов и исходных расплавов хромитоносных расслоенных плутонов. Составлена по данным [Петрохимия магматических ..., 1991; Дунаев, Зайков, 2005; Симонов и др., 2006]

Условные обозначения: 1 — составы исходных расплавов хромитоносных дифференцированных интрузий (Бушвельд, Великая дайка, Маскок, Стиллутер, Бураковский, Мончегундровский массив и др.), 2–3 — составы расплавных включений из рудообразующих хромшпинелидов Нуралинского (2) и Ишкининского (3) массивов

клинопироксен и глиноземистый шпинелид [Шинкарёв и др., 1983]. По мере увеличения степени плавления в него может также вовлекаться ортопироксен, а также часть оливина. При выплавлении толеитовых и известково-щелочных базальтов степень плавления не превышает 20–30%, то есть на этой стадии расплав обогащается главным образом клинопироксеном и глиноземистой шпинелью, в небольшом количестве — ортопироксеном.

Образующийся расплав до определенного времени удерживается тугоплавким рститом в межзерновом пространстве. В дальнейшем из него происходит обособление непосредственно базальтового расплава и отделение (отсадка) избыточных количеств магнезиального оливина и высокохромистого хромшпинелида. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1) состав клинопироксена из шпинелевых лерцолитов имеет ультраосновной (~коматиитовый), а не базальтовый состав, прибавление к нему шпинели и ортопироксена еще более увеличивают основность плавящегося материала, 2) в базальтовом расплаве содержание окиси хрома в среднем составляет 0,05–0,1%, в то же время в пироксенах оно изменяется в пределах 0,5–1,0%, а в глиноземистой шпинели достигает 30%, то есть хром должен обогащать рстит на самых ранних стадиях генерации базальтов; 3) хром не может входить в оливин в качестве изоморфной примеси, поскольку имеет в условиях верхней мантии степень окисления +3, он выпадает в виде собственной минеральной фазы — высокохромистого хромшпинелида; 4) в массивах альпинотипных гипербазитов известны многочисленные мелкие дайки, интерпретируемые обычно как «следы» расплава, отделившегося из лерцолитов, и среди них преобладают габброиды, значительно реже встречаются пироксениты; последние преимущественно тяготеют к верхним частям разреза массивов, рудные минералы в них представлены железистыми шпинелидами, а не хромитом.

Все изложенное выше позволяет нам представить картину деплетирования лерцолитов и отделения базальтовой составляющей следующим образом (рис. 5.2). В условиях декомпрессии достигается температура плавления лерцолитов и начинают появляться первые порции расплава, по составу отвечающего шпинельсодержащему клинопироксениту. Расплав находится в межзерновом пространстве лерцолита в окружении преимущественно оливинных зерен. Уже на этой стадии из расплава кри-

сталлизуются избыточные оливин и хромшпинелид, остаточный расплав соответствует базальту.

Одним из подтверждений данного предположения являются описанные в шпинель-плагиоклазовых лерцолитах массивов Крака, Нурали и Миндяк сегрегации хромшпинелид-плагиоклазового состава [Савельева, 1987]. Вблизи них присутствуют обычно мелкие зерна клинопироксена и оливина. Интерпретируются эти образования либо как следы расплава, либо как результат твердофазового перехода шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые при понижении давления. Обращает на себя внимание тот факт, что хромшпинелид из описываемых сегрегаций несколько обогащен хромом по сравнению с аксессуарным шпинелидом основной массы этих же пород. Таким образом, если из описанной ассоциации минералов исключить хромшпинелид и оливин, то получается нормальный «базальтоидный» парагенезис — плагиоклаз + клинопироксен.

Выше было отмечено, что для расплавных включений характерна значительная изменчивость состава даже в пределах небольшого участка рудного тела, необъяснимая с позиции магматической дифференциации. Вероятным объяснением наблюдаемых флуктуаций может быть предположение о присутствии в едином рудном теле хромшпинелидов, образовавшихся из межзернового расплава в «микроскопических магматических камерах» на различных стадиях деплетирования мантийного субстрата и затем сближенных в результате тектонического течения рстита.

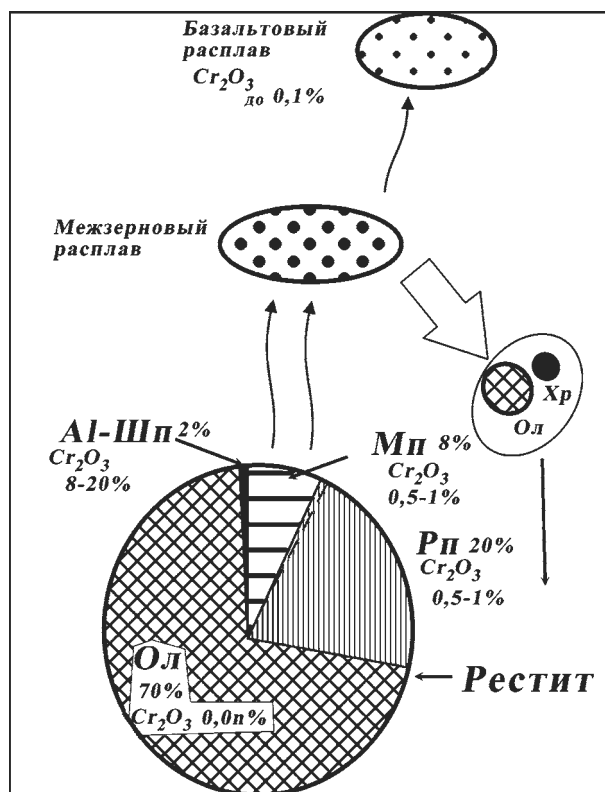


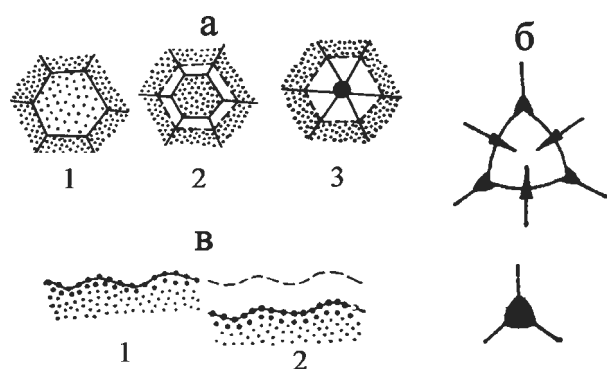
Рис. 5.2. Принципиальная схема отсадки избыточных количеств оливина и высокохромистого шпинелида в процессе частичного плавления гипербазитов

Примечание: Мп — моноклинный пироксен, Рп — ромбический пироксен, Ол — оливин, Хр — хромит, Ал-Шп — глиноземистый шпинелид

Кроме описанного выше механизма, вполне вероятен и чисто метаморфический вариант мобилизации рудного вещества, связанный с миграцией элементов-примесей при пластических деформациях породообразующих минералов. Это так называемое рафинирование (очистка) зерен силикатов, когда элементы-примеси диффундируют сквозь кристаллическую решетку минералов на границы зерен и либо формируют собственную твердую фазу (хром), либо обогащают межзерновый расплав (алюминий). По данным В.А. Кутолина [1983], при нарастающей пластической деформации происходит постепенное укрупнение зерен минералов, образованных элементами-примесями (рис. 5.3). И в этом случае высока вероятность захвата расплава кристаллизующимся высокохромистым шпинелидом. Примечательно, что в альпинотипных гипербазитах при деплетировании отмечается уменьшение содержания хрома в породообразующих пироксенах [Щербаков, 1990; Савельева и др., 1989; Савельев, Савельева, 1991].

Рост зерен хромшпинелидов происходит также и в ходе пластического течения дунитов при образовании хромитовых месторождений. В хромитопоявлениях Южного Урала отмечается укрупнение зерен хромшпинелидов одновременно с увеличением густоты вкрапленности их во вмещающих дунитах и рудах. При этом аксессуарные шпинели дунитов характеризуются значительно меньшими размерами, чем аналогичные минералы лерцолитов и гарцбургитов. Такое наблюдение полностью согласуется с более поздним выделением высокохромистого хромшпинелида в результате процессов деплетирования или метаморфического рафинирования силикатов. В ходе пластического течения дунитов происходит дифференциация зерен хромшпинелидов и оливина по вязко-пластичным свойствам: более плотные и вязкие хромшпинелиды являются более инертными и образуют полосовидные скопления, напоминающие ледниковые морены. В условиях высоких температур происходит укрупнение зерен хромшпинелидов в ходе синтетектонической рекристаллизации [Пуарье, 1988].

Против магматического генезиса месторождений хромитов также свидетельствуют следующие факты.



1) При всем многообразии магматизма, проявленного как в современных геодинамических обстановках, так и в офиолитовых комплексах, неизвестно ни одного даже незначительного проявления хромитовой минерализации с высокохромистым оруденением в известково-щелочных базальтах, андезито-базальтах и их дифференциатах. Например, в офиолитах широким распространением пользуются габброидные комплексы, представленные широким спектром пород (от верлитов до диоритов) — дифференциатами базальтовых расплавов различной сериальной принадлежности. Хромитопоявления в них встречаются редко и представлены мелкими скоплениями, сложенными железистыми рудообразующими хромшпинелидами.

2) Если предположить, что хромиты и дуниты являются тугоплавкими дифференциатами тех же магматических камер, что и породы габброидного комплекса, то по соотношению объемов дунитов, вмещающих хромитовое оруденение, и всех остальных пород комплексов (габбро, верлитов, пироксенитов) следует признать, что исходный расплав не мог иметь не только андезито-базальтовый, но даже базальтовый состав, а должен соответствовать пикриту или коматииту. Так, на массиве Средний Крака абсолютно идентичные по внутреннему строению хромитопоявления образуют несколько параллельных полос при общей ширине 2 км, а ширина выходов пород габброидного комплекса составляет 1 км.

И, наконец, 3) нельзя отождествлять генезис рудообразующих хромшпинелидов и месторождений хромитов. Первые присутствуют во всех разновидностях мантийных гипербазитов в аксессуарных количествах, а месторождения хромитов, если понимать под этим термином даже небольшие сегрегации рудного вещества, в 90% случаев приурочены к дунитовым обособлениям различной мощности. Столь же различны и пропорции хромитов и вмещающей породы, различна степень концентрации в них рудного вещества.

Подводя итог рассуждений о возможных источниках рудного вещества, мы склонны считать, что основная масса хромшпинелидов, послужившая исходным материалом для месторождений, выделилась из пироксенов при деплетировании. Расплавленные включения захватываются рудообразующими хромшпинелидами в результате «отсадки» их вместе с избыточным оливином в межзерновых «магматических камерах».

Рис. 5.3. Схема процесса укрупнения включений при перекристаллизации вмещающей среды. По В.А. Кутолину [1983]

Примечание: а — образование скоплений примесей в процессе собирательной рекристаллизации, б — укрупнение включений вследствие исчезновения одного из зерен в процессе рекристаллизации (стрелками показано направление миграции границ), в — укрупнение включений на движущейся границе; 1, 2, 3 — последовательные стадии процесса

5.3. О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Хромшпинелиды, выделившиеся при деплеировании, в дунитовом теле находятся в рассеянном состоянии и для концентрации их в рудные тела необходима дальнейшая дифференциация респита. Одним из наиболее вероятных ее механизмов является пластическое течение вещества.

Механические свойства породообразующих минералов ультрабазитов (пластичность, вязкость и др.) изменяются в довольно широком диапазоне и сильно зависят от температуры, общего давления и стресса, содержания флюидных компонентов [Carter, 1976; Пуарье, 1988 и др.]. При этом наибольшее значение имеют не абсолютные, а относительные их значения (например, относительная пластичность в парах оливин – хромит и оливин – ортопироксен).

В механике твердого тела наибольшие различия между пластичным и хрупким поведением материала выявляются по характеру разрушения при одноосном растяжении. Пластичный материал перед разрывом испытывает остаточную деформацию и оказывает большее сопротивление отрыву частиц, чем сдвигу. Разрушение образца из такого материала происходит после значительного удлинения и образования шейки (рис. 5.4). Напротив, хрупкий материал обладает большим сопротивлением сдвигу и разрушается «внезапно» в результате отрыва частиц в плоскости поперечного сечения. В этом случае не наблюдается образования шейки и явления текучести. При сжатии в хрупком материале образуется серия сколовых трещин, направленных под углом около 45° к оси образца.

Геологическая среда является более сложной по сравнению с моделями, используемыми в «сопромате», ей присущи свойства как твердого тела, так и сплошной среды. На больших глубинах горные породы ведут себя подобно вязким жидкостям. Кроме того, геологические «материалы» характеризуются неоднородным строением. Например, вещество верхней мантии, представленное примитивным лерцолитом, состоит из нескольких фаз, различающихся по механическим свойствам (оливин, хромшпинелид, орто- и клинопироксен).

Для расшифровки механизмов дифференциации вещества ультрабазитов большое значение имеет установление характера деформаций слагающих их минералов. Решение поставленной задачи возможно двумя путями: 1) при изучении деформаций минералов в экспериментальных условиях и 2) при изучении микроструктуры альпинотипных гипербазитов. К сожалению, данных о поведении оливина, пироксенов и хромшпинелидов в условиях, приближенных к таковым верхней мантии, в литературе не много и они часто отрывочны. Из имеющихся экспериментальных данных следует, что относительная пластичность и хрупкость в паре

оливин – энстатит зависит от многих факторов и не всегда может быть однозначно предсказана [Carter, 1976; Щербаков, 1990].

При изучении альпинотипных гипербазитов существует две основные проблемы: 1) породы обычно в значительной степени подвергнуты серпентинизации, 2) наряду с регрессивной петельчатой серпентинизацией в породах проявлен прогрессивный метаморфизм, приводящий к образованию вторичных безводных парагенезисов при десерпентинизации пород и затушевывающий взаимоотношения первичных породообразующих минералов. Чтобы избежать негативного влияния данных факторов, следует выбирать такие участки в гипербазитовом массиве, где из наложенных процессов развита лишь петельчатая серпентинизация, степень которой не превышает 30–40%.

Подходящим объектом для изучения первичных взаимоотношений между породообразующими минералами ультрабазитов является массив Южный Крака, где на значительных участках обнажаются слабо серпентинизированные шпинелевые перидотиты с первично-мантийными структурами [Денисова, 1990а], вторичные изменения их чаще всего ограничены петельчатой серпентинизацией α -лизардитовой фации. Основными породообразующими минералами пород являются оливин и ортопироксен. Их взаимодействием и определяется в основном внутренняя структура всего массива, запечатленная в дунит-перидотитовой полосчатости и ориентированных текстурах.

Многими исследователями, изучавшими массивы Крака, отмечались «реакционные взаимоотношения» между оливином и ортопироксеном [Патхан, 1971; Москалёва, 1974; Кашинцев и др., 1976]. В зависимости от «метасоматических» или «магматических» воззрений авторов на генезис гипербазитов они либо считались признаками «оливинизации» пироксенитов (перидотитов), либо связывались с более поздней кристаллизацией оливина совместно с хромшпинелидами из остаточного расплава в «прототектонических трещинах» [Патхан, 1971]. По мнению С.Г. Ковалёва и Д.Н. Салихова [2000], образование дунитов происходило на месте гарцбургитов при ведущей роли инконгруэнтного плавления ортопироксена.

Следует отметить, что структуры внедрения оливина в ортопироксен развиты практически повсеместно, в перидотитах при этом не устанавливаются признаков флюидной проработки и комплексных по отношению к оливину продуктов плавления ортопироксена. В то же время, форма зерен оливина и пироксена очень напоминает типичные формы образцов, возникающие при испытаниях на одноосное сжатие пластичных и хрупких материалов (рис. 5.4). Ортопироксен во всех случаях

испытывает хрупкую деформацию: в первичных крупных зернах образуются либо поперечные трещины отрыва с волнистыми краями, параллельными друг другу, либо серия трещин, направленных под углом к осевым поверхностям зерен, выраженным обычно спайностью и ламеллями диопсида. Иногда отмечается постепенное увели-

чение размеров трещин, разделяющих части разорванных зерен с одновременным их поворотом друг относительно друга (рис. 5.4).

Во всех описанных случаях освобождающееся пространство заполняет оливин. В мономинеральных (оливиновых) участках перидотитов и дунитов оливин обычно образует агрегаты сильно удлинен-

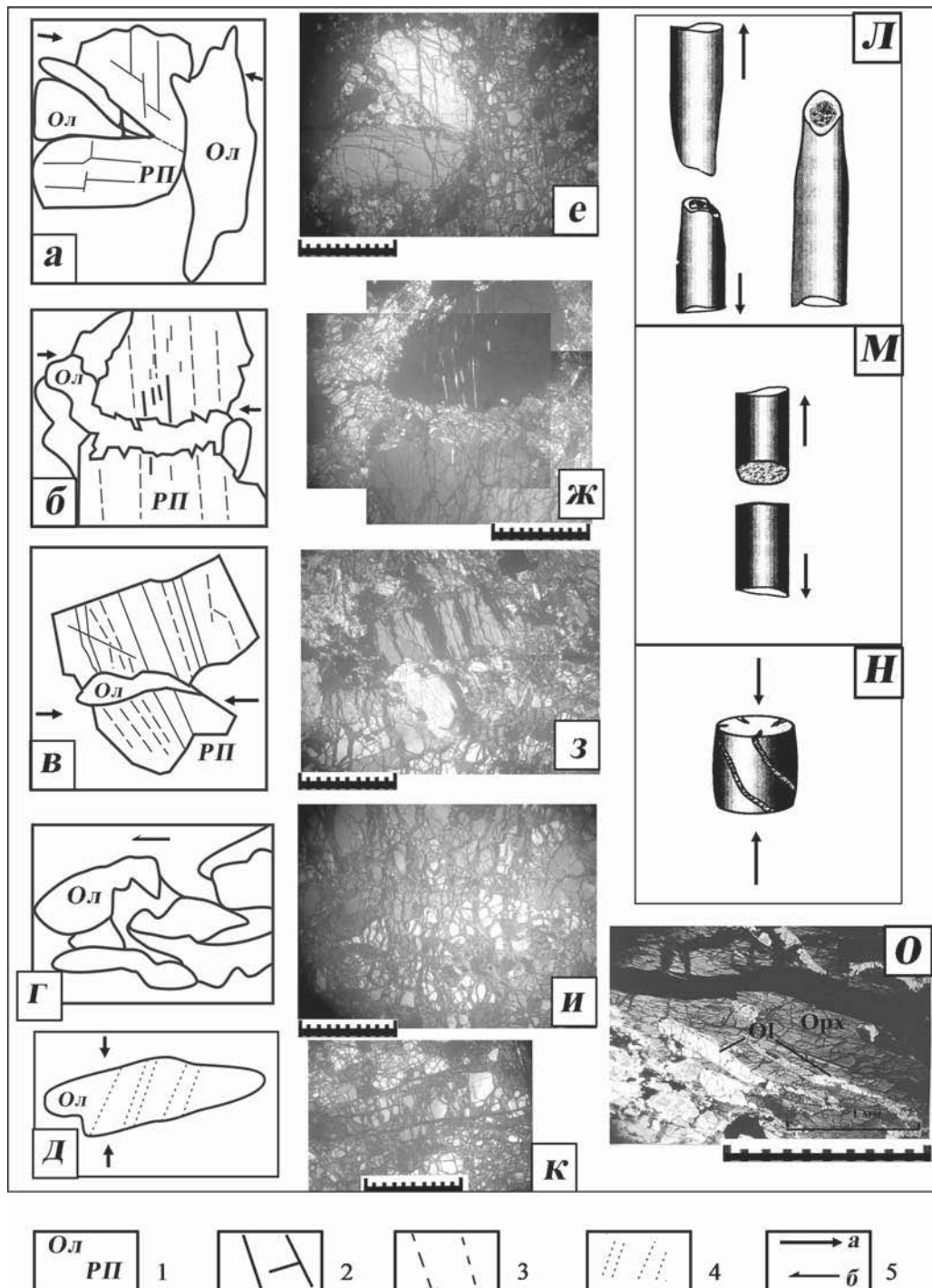


Рис. 5.4. Характер деформации зерен породообразующих минералов альпинотипных гипербазитов (объяснения в тексте)
Условные обозначения: 1 — символы минералов (Ол — оливин, РП — ромбический пироксен), 2 — трещины, 3 — спайность, 4 — «полосы излома» в оливине, 5 — векторы избыточных (девиаторных) напряжений (а) и направление удлинения минералов (б)
Примечание: а–д — зарисовки с фотографий, е–к, о — оригиналы фотографий, л–н — типичная реакция пластичного (л) и хрупкого (м, н) материалов на одноосное растяжение (л, м) и сжатие (н), по Л.В. Агамирову [2003]

ных и уплощенных зерен, ориентированных в одном направлении. При этом торцовые окончания их сходятся примерно под углом 45° , что указывает на пластический характер их деформации перед разрушением. Так же о пластическом поведении оливина свидетельствует широкое распространение в удлиненных зернах оливина сдвиговых деформаций, выраженных в образовании полос излома по диагонали к длинным осям зерен (рис. 5.4).

В ходе пластической деформации в гарцбургите формируется неравномернозернистая структура, обусловленная наличием относительно крупных порфирокласт ортопироксена (1–6 мм) и более мелкозернистой массы оливина. Последняя представлена разнозернистым агрегатом зерен размером от 0,1 до 1 мм.

Разнообразие форм выделения оливина связано с повышенной его пластичностью по сравнению с пироксенами. Сначала под действием стресса происходит удлинение зерен оливина вдоль оси максимального растяжения, затем при нарастающей деформации они делятся на субзерна вдоль сколовых трещин, выраженных полосами излома, и далее дезинтегрируются на множество более мелких новообразованных зерен, которые расщепляются на еще более мелкие образования при продолжающемся поступательном движении вдоль оси растяжения.

Пироксены на начальных стадиях деформации чаще всего сопротивляются разрушению, затем внутри зерен незначительно проявляется пластическая деформация, выраженная в искривлении плоскостных элементов: спайности, ламелл диопсида; и лишь затем по периферии от крупных кристаллов отщепляются мелкие обломки — субзерна. Если даже и происходит деление крупных зерен ортопироксена на соизмеримые части, то количество их невелико (2–4) по сравнению с делением зерен оливина (до 8–10). Разница

в размерах зерен, и способность оливина «гранулироваться», на наш взгляд, увеличивает скорость его пластического течения по сравнению с пироксенами.

Деформированные таким образом гарцбургиты в механической модели можно сопоставлять с разнозернистым песчаником, в котором обломки (пироксены) окружены мелкозернистым «базальным цементом» (оливином). Тогда при горизонтальном сжатии породы должна произойти группировка слагающих ее частей по механическим свойствам, в результате которой образуются существенно мономинеральные слои различного состава и структуры. В случае с гарцбургитом, содержание ортопироксена в котором незначительно (15–25%), это приведет к формированию чередующихся полос гарцбургитов с высоким содержанием пироксенов и мономинеральных дунитов (рис. 5.5).

В режиме декомпрессии метаморфическая дифференциация вещества гипербазитов связана с твердо-пластическим течением их субвертикально вверх, из области высокого в область низкого литостатического давления. Уже на этой стадии в гипербазитах могут возникать сжимающие напряжения, связанные с расклинивающим воздействием базальтовой магмы [Гончаров и др., 2005] (рис. 5.6).

Примечательно, что в пределах Апшакской площади массива Южный Крака практически на всех хромитопоявлениях с рудными телами ассоциируют дайки габбро-диабазов. Возможно, что и закономерное расположение месторождений мелкозернистых бедновкрапленных руд связано именно с механическим воздействием крупных магматических масс базальтоидного состава на соседние блоки гипербазитов при восходящих движениях. О том, что габброидные комплексы альпинотипных массивов Крака и Хабарнинский перемещались

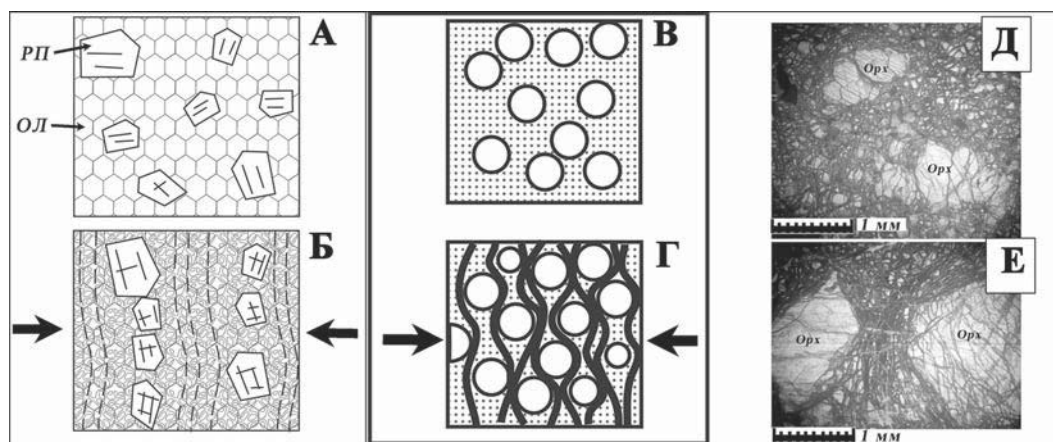


Рис. 5.5. Образование линейно-полосчатых текстур в перидотитах на межзерновом уровне

Примечание: А — недеформированный (изотропный) перидотит, Б — та же порода после деформации под воздействием горизонтального сжатия; В и Г — модель аналогичного процесса в обломочных породах с образованием кливажных зон и микролитонов (по М.А. Гончарову и др. [2005]), Д и Е — различная степень деформирования зерен ортопироксена и оливина в перидотитах

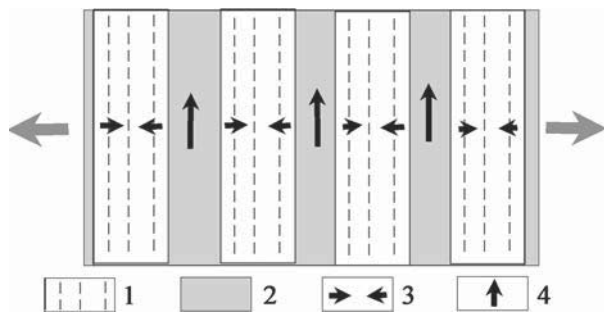


Рис. 5.6. Модель образования зон локального сжатия в мантийных перидотитах при общем расширении (рифтогенезе) под воздействием расклинивающего действия базальтового расплава, по М.А. Гончарову и др. [2005]

Условные обозначения: 1 — перидотиты, 2 — расплав, 3 — направление давления, 4 — направление течения базальтового расплава и пластического течения в гипербазитах

в не полностью консолидированном состоянии, свидетельствуют широкое развитие в них директивной полосчатости и гнейсовидности, а также деформационные структуры верлитов и клинопироксенов (порфирукластические, порфиробластовые).

В упрощенной механической модели альпинотипные гипербазиты можно рассматривать как «слоистую» толщу, близкую к осадочной, с той лишь разницей, что образующаяся в данном случае слоистость не горизонтальная, а вертикальная. Для исследования особенностей ее деформирования можно использовать имеющиеся данные экспериментальных исследований, проведенные на эквивалентных материалах. Обратимся к рис. 5.7. На нем показано строение «вертикально слоистой толщи», которую можно представить в качестве модели пачки слоев дунит-перидотитового состава. В начальный период декомпрессии в исходном перидотите возникают первичные неоднородности, связанные с началом плавления, в дальнейшем контрастность их возрастает, начинает формироваться «слоистость», обусловленная наличием трех главных элементов: 1) реликтов перидотита, 2) релита и 3) расплава. Можно предположить, что данный процесс разви-

вается «лавинообразно»: плавление будет концентрироваться на участках, уже затронутых им, а неоднородность строения «слоистой толщи» — возрастать. Прогрессирующий процесс плавления, максимально проявляющийся на участках неоднородностей, и наибольшая скорость пластической межзерновой деформации на тех же участках приводят к уменьшению количества пироксенов, место которых занимает релит, состоящий из пары оливин — хромшпинелид, то есть — к образованию дунитовых тел. В результате возникает чередование областей с неоднородным (полосчатым) и однородным (изотропным) строением.

Хромшпинелид из-за более высокой вязкости по сравнению с пироксенами и оливином относительно инертен. На фоне удлинения слоев дунита и гарцбургита под воздействием бокового сжатия хромит имеет тенденцию сохранять свое местоположение по вертикали или слабо мигрировать вместе со слоем вмещающей породы (дунита) вверх и вниз по разрезу. Очевидно, более интенсивная миграция вещества внутри слоя релита будет идти вверх по разрезу в направлении меньшего литостатического давления.

В.Ю. Алимовым [1994] показано, что в обстановке сжатия между зернами оливина и хромита из-за значительной разницы в твердости возникают напряжения контактовой природы. При нарастании внешнего давления «... зерна оливина, зажатые между зернами хромшпинелида, будут пластически выдавливаться, а зерна хромита — сближаться до соприкосновения», что приведет к образованию рудных скоплений.

Следует отметить, что к близкому выводу о генезисе хромшпинелидовых агрегатов пришли Р.Л. Бродская с соавторами [2003], изучавшие методами стереометрии руды массива Сьум-Кеу. По их мнению, хромшпинелиды претерпели многократную метаморфическую перекристаллизацию, причем степень «рафинирования» (очистки) зерен более высока в густовкрапленных рудах и минимальна — в редковкрапленных.

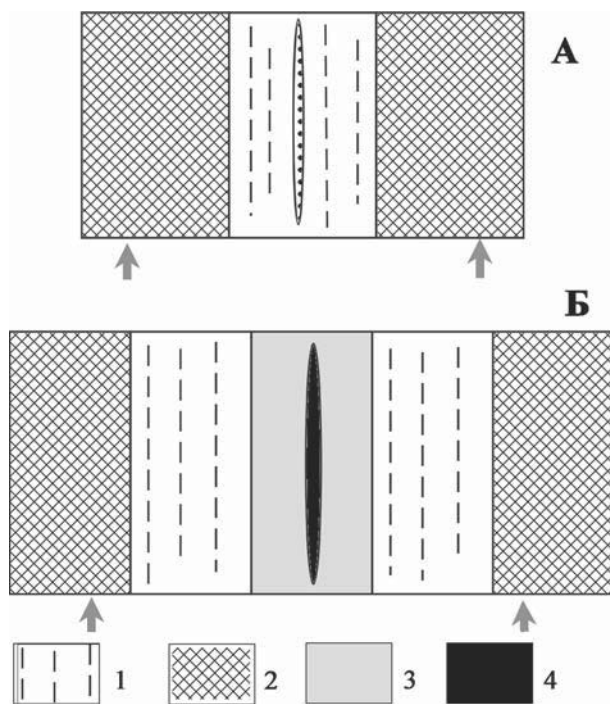


Рис. 5.7. Модель образования полосчатости в альпинотипных гипербазитах при декомпрессии

Условные обозначения: 1 — полосчатые перидотиты, 2 — массивные перидотиты, 3 — дуниты, 4 — хромиты

Похожий механизм образования полосовидных и трубообразных рудных скоплений из первично рассеянного рудного вещества при метаморфизме предлагается В.И. Старостиним с соавторами [1994] для месторождений железа в кварцитах Криворожского бассейна. По их мнению, «в условиях поперечного сжатия, наложенного на слоистый комплекс пород, содержащий непромышленное оруденение, происходил вынос кварцевого материала из межбужинных пережимов. В результате мощность деформированного пласта сократилась, а общая концентрация железа увеличилась». В рамках предложенного механизма дифференциации находят объяснение некоторые особенности строения рудных тел, в частности: 1) увеличение густоты вкрапленности руд к внутренним частям залежей и вблизи экранирующих поверхностей, 2) одновременное с увеличением густоты вкрапленности укрупнение зерен хромитов, что говорит об их высокотемпературной перекристаллизации.

Важное значение для морфологии и качественного состава руд имеет соотношение интенсивностей процессов деплетирования и сжатия. Если преобладает первый, то предпочтительнее образование более мощных дунитовых тел при менее концентрированном оруденении. Напротив, при преобладании второго формируются богатые руды в маломощных, сдавленных дунитовых телах или жилах, имеющих лишь небольшую дунитовую (аподунитовую) оторочку среди гарцбургитового субстрата.

Связано это с неоднородностью пластической деформации гипербазитов в пределах «пачки слоев», которая обусловлена различной их вязкостью. В обстановке горизонтального сжатия имеет место «лавинообразный процесс» пластического течения. В слоях, обладающих низкой вязкостью, она еще более снижается, а в относительно более вязких — растет. В зависимости от длительности действия сжимающих напряжений рассматриваемая нами «слоистая толща» может достичь различной степени дифференциации, которая выражается в чередовании участков относительного «разрыхления» и «упрочнения». В природных объектах им соответствуют «слои» мономинеральных дунитов (разрыхление), содержащие тела массивных хромитов (упрочнение), и внешние по отношению к дунитам участки упрочнения — «слои» массивных перидотитов. При полевом изучении гипербазитовых массивов можно наблюдать различные стадии развития данного процесса. Так, в пределах массивов Крака наиболее значительные хромитопоявления залегают в дунитовых телах, имеющих отчетливые границы с вмещающими гарцбургитами. Окружены они, как правило, массивными, упрочненными перидотитами.

При смене рифтогенного тектонического режима обстановкой горизонтального сжатия рас-

сматриваемая система получает дополнительный импульс. Возможны различные варианты развития процесса: 1) горизонтальное сжатие при прогрессирующем деплетировании (возможен механизм «плавления под давлением?»), 2) горизонтальное сжатие с одновременным прекращением процессов плавления (при быстром подъеме гипербазитов на уровень низких значений $p_{общ}$ и T); 3) горизонтальное сжатие с постепенным затуханием процессов деплетирования ($p_{общ}$ - T условия сохраняются).

Рассмотрим первый случай, так как с ним связано максимальное усложнение структуры гипербазитовых массивов и наиболее значительная дифференциация вещества, приводящая к образованию промышленных месторождений хромитов. С началом режима горизонтального сжатия на вертикально слоистую толщу гипербазитов начинают воздействовать сжимающие напряжения, которые ведут к еще более интенсивной метаморфической дифференциации вещества. Поскольку каждое последующее тектоническое событие наследует результаты предыдущего, так называемую додеформационную предысторию [Гончаров и др., 2005], то при воздействии сжимающих напряжений максимальные деформации проявятся именно в слоистой пачке (дунит — перидотит).

При воздействии горизонтального сжатия на вертикально слоистую толщу сначала происходит удлинение слоев путем межзерновых перемещений. На определенном этапе деформационное упрочнение окружающих перидотитов достигает предела упругости пород и в них начинают образовываться трещины отрыва, перпендикулярно направленные к слоистости и параллельные векторам действующих напряжений (рис. 5.8).

Образование трещин отрыва происходит с определенным шагом в зависимости от мощности слоев и механических свойств пород (предела прочности). Трещины отрыва являются «зияющими», представляя собой локальные зоны разгрузки давления. После образования трещин в вязких слоях (перидотитах) происходит постепенное заполнение их более пластичным материалом (дунитом, включающим хромитовые обособления), перетекающим из соседних слоев в поперечные к первичной полосчатости тела (рис. 5.9).

Хромиты, являясь наиболее инертными, мигрируют незначительно, образуя наиболее богатые скопления в определенных узлах. Это могут быть различные участки внутри дунитового тела, часто вблизи краев трещин отрыва («экранирующих поверхностей», представленных упрочненными гарцбургитами). По мере развития данного процесса увеличивается объем поперечных к первичной слоистости толщ дунитовых тел с обрамляющими их комплексами сетчатых жил.

В целом вся рудная система в результате такого процесса будет напоминать чередующиеся

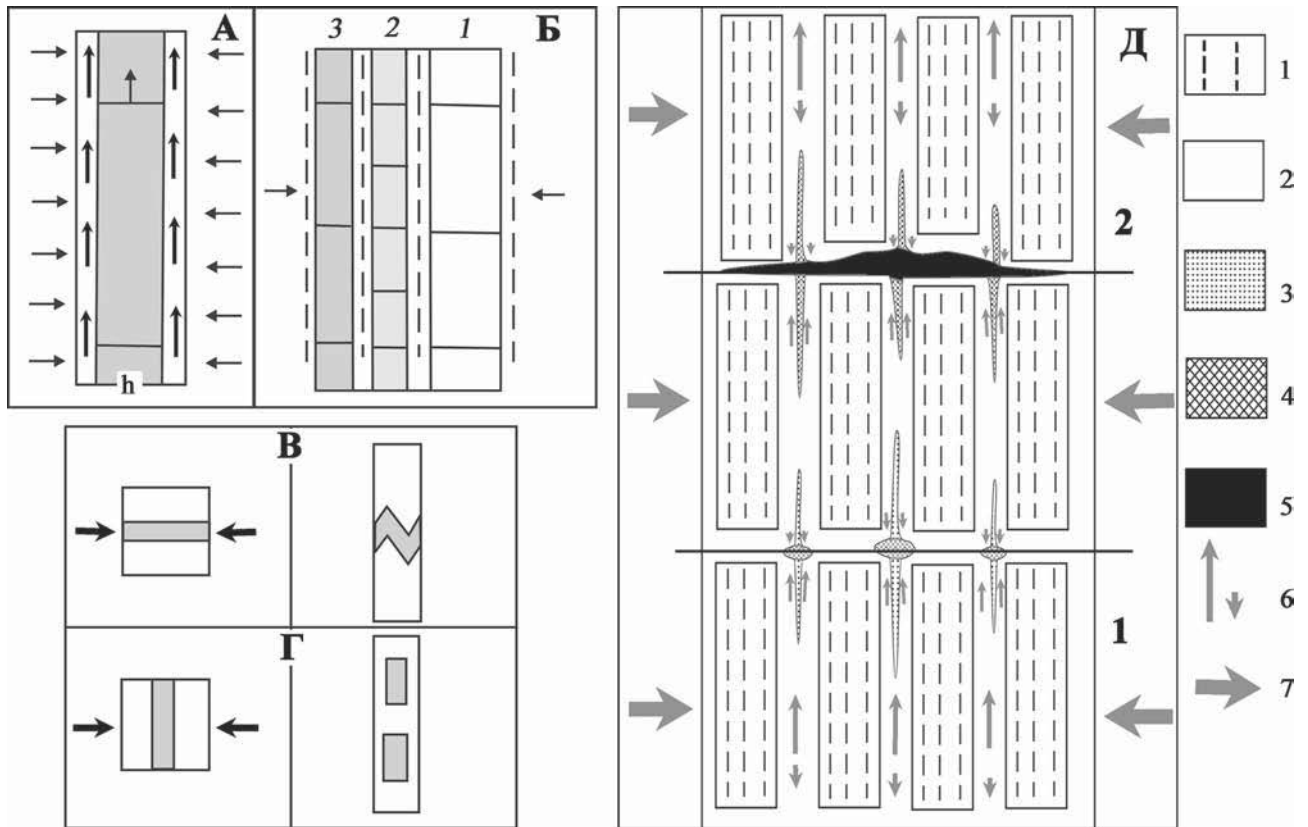


Рис. 5.8. Реакция гетерогенной слоистой толщи на горизонтальное сжатие в зависимости от первоначального положения границ слоев

А–Г — деформирование вертикально и горизонтально слоистых толщ при горизонтальном сжатии по М.А. Гончарову и др. [2005]; Д — модель образования хромитовых залежей в трещинах отрыва при горизонтальном сжатии дунит-гарцбургитовой толщи
Условные обозначения: 1 — перидотиты; 2 — дуниты; 3–5 — хромиты (3 — редковкрапленные, 4 — средневкрапленные, 5 — густовкрапленные и сплошные); 6 — направление пластического течения в гипербазитах; 7 — направление давления

субгоризонтально расположенные узлы (наиболее крупные тела богатых руд) с шагом, соответствующим шагу образования трещин отрыва в более компетентных по сравнению с дунитами гарцбургитах (рис. 5.9). От таких рудных узлов должны расходиться субвертикальные тела, переходящие затем в узлы меньшего масштаба (менее крупные трещины отрыва). Следует отметить, что именно такое строение установлено для рудных систем юго-восточной части Кемпирсайского массива [Колотилов и др., 1979].

Одним из показателей интенсивности деформации гипербазитов может являться степень петельчатой серпентинизации пород, поскольку метасоматизирующий низкотемпературный флюид (H_2O) преимущественно будет поступать в наиболее подготовленную (деформированную и разрыхленную) зону, которая в данном случае представлена дунитами. На ряде хромитопоявлений массивов Крака вмещающие дуниты практически полностью подверглись низкотемпературной петельчатой серпентинизации, тогда как окружающие гарцбургиты и лерцолиты серпентинизированы на 10–30% (месторождения Большой Башарт, № 33). Данные объек-

ты сложены наиболее богатыми рудами. При уменьшении контрастности в степени серпентинизации и деформированности рудовмещающих дунитов и окружающих перидотитов резко падает «концентрированность» оруденения, а также индивидуализация тел дунитов.

Наиболее логично контрастное поведение пород рудоносных зон в процессах серпентинизации можно объяснить, допустив ее протекание в условиях неоднородного тектонического течения пород. При этом образовывались локальные плоскости с максимальными скоростями деформации (струи). На микроуровне это проявилось в концентрации в наиболее деформированных зернах большого числа дислокаций, которые, как известно, являются потенциальными путями проникновения метасоматизирующих флюидов [Юшкин, 1971].

Таким образом, ведущим процессом хромитообразования в альпинотипных гипербазитах является метаморфическая дифференциация вещества. По мере увеличения ее интенсивности в сочетании с прогрессирующим деплетированием ультрабазитов образовавшиеся на ранних этапах эволюции полосовидные тела вкрапленных руд сначала

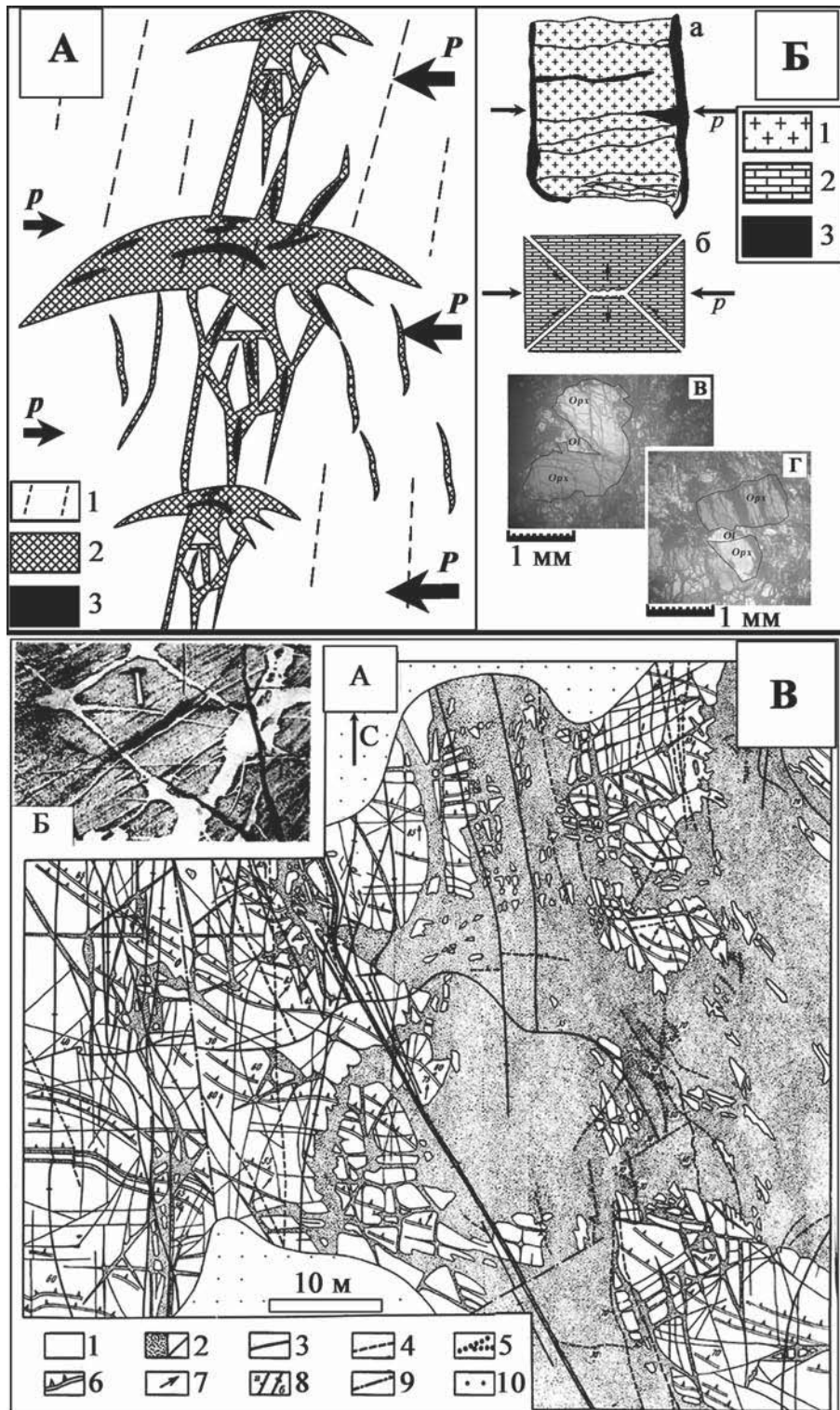


Рис. 5.9. Схема образования трещин отрыва при поперечном сжатии в применении к хромитообразованию в массивах альпинотипной формации

А — предполагаемая схема образования сетчатого дунит-гарцбургитового комплекса, крупных штоко- и линзообразных тел дунитов и приуроченного к ним хромитового оруденения; Б — схема образования трещин отрыва по экспериментальным данным (а, б — по Г.Д. Аджигрею [1956], в, г — хрупкая деформация зерен ортопироксена и вдавливание в образовавшуюся трещину пластичного оливина); В — геологическое строение сетчатого дунит-гарцбургитового комплекса в северной части Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал); по Г.Н. Савельевой и др. [1980]

Условные обозначения для А: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — хромиты; **для Б:** 1 — гранит, 2 — известняк, 3 — свинец; **для В:** 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты, 3 — вебстериты, 4 — клинопироксениты, 5 — хромиты, 6 — ориентировка полосчатости, 7 — ориентировка линейности, 8 — наклонное (а) и вертикальное (б) залегание жил, 9 — тектонические нарушения, 10 — четвертичные отложения

становятся более «компактными» уплощенными линзами густовкрапленного и массивного сложения, а затем постепенно переходят в сложные линзовидные, столбообразные тела и штоки массивных высокосортных руд.

Ранние этапы эволюции альпинотипных гипербазитов связаны с рифтогенезом, когда концентрация хромшпинелидов в рудные тела происходила в ходе неоднородного пластического течения дунитов в восходящем потоке с образованием прерывистых полосовидных рудных обособлений с бедно- и средневкрапленной структурой. При смене режима растяжения горизонтальным сжатием происходило образование штокверков дунитовых жил среди гарцбургитов, что связано с резким

уменьшением мощности первично полосовидных субсогласных с гарцбургитовой полосчатостью тел дунитов, выжиманием более пластичных тел дунитов в зоны разгрузки давления, ортогонально направленные к полосчатости пород и будинированием более хрупких гарцбургитов. Концентрация хромшпинелидов в рудные тела в режиме горизонтального сжатия продолжалась по тому же механизму, что и в условиях рифтогенеза, но более интенсивно: в «слоях» дунитов образуются субсогласные маломощные тела богатых руд, в зонах разгрузки давления происходит формирование крупных линзовидных тел хромитов, оси которых субортогонально ориентированы по отношению к первичной полосчатости пород.

5.4. О РОЛИ ФЛЮИДОВ В ГЕНЕЗИСЕ ХРОМИТОВ

Роль глубинных флюидов в процессе образования хромитовых месторождений на протяжении многих лет является темой отдельной дискуссии. Большое значение флюидному массопереносу всегда придавалось сторонниками немагматических гипотез [Варлаков, 1978а; Макеев, Брянчанинова, 1999; Москалёва, 1974 и др.]. Ряд авторов, связывавших образование хромитов с кристаллизацией гипербазитовой магмы, роль флюидов видели в насыщении ими остаточного рудного расплава и его более поздней кристаллизации по отношению к основной массе интрузии [Соколов, 1948; Кравченко, 1969; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973 и др.]. Сторонники обеих гипотез обычно рассматривают флюид как некую подвижную субстанцию, ответственную за массоперенос рудного вещества, транспортирующую и отлагающую хромиты внутри массивов гипербазитов.

Вместе с тем теоретические и экспериментальные исследования в области петрологии верхней мантии, проведенные в последние десятилетия, приводят к выводу о ничтожной роли флюидов как агентов массопереноса. В первую очередь это относится к «нормальной» мантии, исключая области «горячих» (и/или «мокрых» по В.А. Симонову [2006]) точек, обладающих аномальным веществом составом. О минимальной роли метасоматического воздействия флюидов на мантийный субстрат неаномальных областей верхней мантии говорит тот факт, что в составе офиолитов континентов преобладают гарцбургиты весьма однородного состава. В свое время это послужило причиной для выделения так называемого «мирового типа гарцбургита» [Магматические ..., 1988]. Анализ многочисленных публикаций, посвященных петрологии гипербазитов дна Мирового океана, позволяет сделать вывод о том, что вариации состава океанических перидотитов также незначительны.

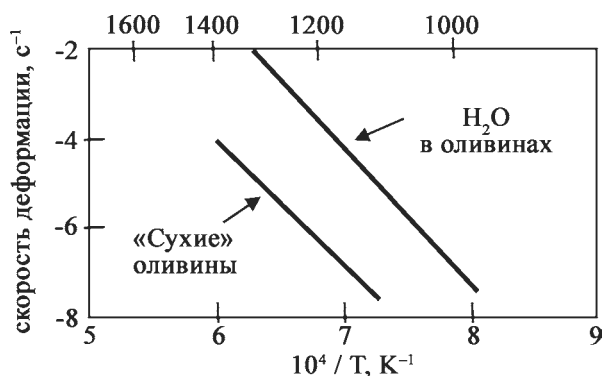
По данным И.Д. Рябчикова [2006], в условиях высокого давления и небольшого содержания летучих компонентов флюиды не образуют в мантии отдельной фазы. Согласно оценкам того же автора, содержание H_2O , являющейся основным флюидным компонентом мантии, составляет 0,056–0,104% в недеплетированной и 0,015–0,02% в деплетированной мантии. «Наблюдаемые тесные корреляции летучих компонентов и их нелетучих геохимических аналогов в магмах мантийного генезиса свидетельствуют об отсутствии крупномасштабного флюидного переноса вещества в глубинных геосферах» [Рябчиков, 2006].

В то же время, даже ничтожное содержание флюидов в горных породах при высоких значениях температуры и давления может в значительной степени изменять их механические свойства, в первую очередь вязкость. По данным экспериментальных исследований, вода в условиях, близких к таковым верхней мантии, концентрируется главным образом в структурных дефектах номинально безводных силикатов (оливина, пироксенов, граната). По данным А.А. Кадика [2006], оливин и гранат могут растворять до 200–400 ppm H_2O в зависимости от р-Т условий. Растворение воды в оливине приводит к понижению вязкости его агрегатов приблизительно на два порядка [Кадик, 2006; Karato et al., 1986] (рис. 5.10). В ортопироксене растворимость воды изменяется в более широких пределах (до 1100 ppm) и находится в прямой зависимости от содержания в минерале алюминия.

Таким образом, флюиды в мантийных породах (в первую очередь H_2O) играют роль «разуплотняющего» вещества, то есть более всего влияют на изменение механических свойств минералов и пород и практически не участвуют в массопереносе. В «нормальной» верхней мантии они содержатся в незначительных количествах, входя преимущественно в номинально без-

водные породообразующие минералы (оливин, гранат, пироксены). «Растворение» флюидов в мантийных минералах резко понижает вязкость пород, создавая условия для их пластического течения.

Рис. 5.10. Влияние водного флюида на изменение вязкости оливина. По А.А. Кадику [2006]



5.5. ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИННЫХ УРОВНЯХ

В предыдущих разделах нами рассмотрена модель образования хромитовых месторождений альпинотипной формации, предполагающая образование их в результате тектоно-метаморфической дифференциации вещества верхней мантии. Она включает в себя два взаимосвязанных процесса: деплетирование исходного неистощенного лерцолита с отделением базальтовой выплавки и образованием тугоплавкого остатка и дифференциацию рестита в ходе вязко-пластического течения в кристаллическом состоянии.

Для обоснования любой модели (гипотезы) необходимо воспроизведение ее в эксперименте на эквивалентных материалах. Процессы в верхней мантии Земли протекают при высоких значениях температуры и давления и они едва ли могут быть с точностью воспроизведены в лабораторных условиях. Конечно, можно поставить эксперимент при заданных параметрах T и p, но очень сложно подобрать состав флюидной фазы, и практически невозможно обеспечить воздействие фактора времени. Ведь процессы в глубинах Земли протекают на протяжении сотен тысяч и даже миллионов лет, а в лабораторных условиях время эксперимента исчисляется часами, в лучшем случае — сутками.

Поэтому более приемлемый путь — поиск аналогичных структурно-вещественных комплексов в тектонических обстановках менее глубинного происхождения, характеризующихся сходным внутренним строением и более детально изученных по сравнению с объектом исследования. Наиболее подходящими с этой точки зрения объектами являются метаморфические комплексы корового происхождения (гранито-гнейсовые ассоциации) и ледники. Формирование первых происходит в низах земной коры, а геологическая деятельность вторых доступна для непосредственного наблюдения на земной поверхности.

Согласно гляциологическим исследованиям, основную роль при перемещении ледников играют вязко-пластические деформации. При структурных исследованиях на ледниках наблюдается

широкое распространение деформационных (стрессовых) текстур и структур. Установлено, что в массе движущегося льда происходит его перекристаллизация с упорядочением ориентировки зерен. При этом в нижних частях ледников наблюдается образование ледяных сланцев, гнейсовидных текстур, широко развит будинаж [Гросвальд, Псарёва, 1973; Лукьянов, 1980; 1991].

В области питания обломочный материал находится в рассеянном состоянии. Затем, по мере перемещения ледника под действием гравитационных сил вниз по склону долины, обломки начинают концентрироваться на его флангах. Происходит это из-за резкого различия в физических свойствах льда и обломков горных пород. Более пластичный лед выжимается с большей скоростью вблизи осевой части ложа, а более твердые и тяжелые обломки оттесняются к периферии, аккумулируясь в морену полосовидной формы, согласной с направлением течения льда. При наличии на леднике нескольких «струй» льда, что обычно происходит при слиянии притоков, образуется несколько параллельных морен.

Наблюдение за течением дендритового ледника Южный Иныльчек (Центральный Тянь-Шань) показало, что распределение скоростей в поперечном профиле приобретает параболическую форму (рис. 5.11). При слиянии нескольких притоков образуются параллельные полосовидные морены, вблизи которых скорость течения льда уменьшается вследствие торможения на флангах струй. В осевых частях струй скорость максимальна [Баков, 1983; Серебряный, Орлов, 1988].

Течение ледника с согласными его простиранию боковыми и срединными моренами происходит до тех пор, пока действует сила, направленная сверху вниз по долине. На определенном рубеже эта сила иссякает, что можно сравнить с падением давления в области трещин отрыва в слоистом дунит-гарцбургитовом комплексе. На таких участках образуются конечные морены, форма и расположение которых резко отличаются от боковых

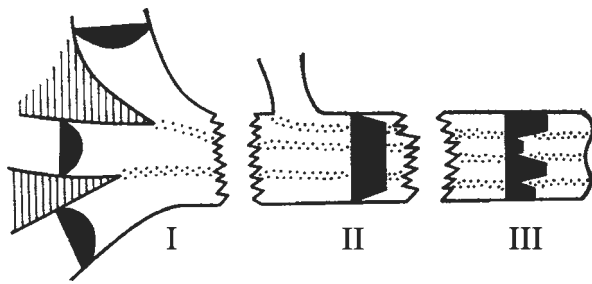


Рис. 5.11. Распределение скоростей движения льда в поперечном профиле ледника Южный Иньльчек (Тянь-Шань). По Е.К. Бакову [1983]

Примечание: I — зона слияния ледников-притоков, II — средняя часть ледникового языка, III — конец ледника

и срединных (рис. 5.12). Конечная морена обычно имеет линзовидную форму, большую мощность и расположена ортогонально к направлению течения ледника, к боковым и срединным моренам, которые по отношению к ней играют роль «подводящих каналов».

Ведущую роль вязко-пластические деформации играют также при образовании метаморфических комплексов, особенно ярко это проявлено в гранито-гнейсовых куполах [Лукьянов, 1991]. В породах, слагающих эти комплексы, повсеместно распространены директивно-полосчатые текстуры и деформационные структуры, возникшие при пластических деформациях кристаллических материалов.

С рассматриваемыми комплексами тесно связаны метаморфогенные месторождения железных руд. Их текстурные и структурные особенности очень близки к таковым альпинотипных месторождений хромитов. Основные различия заключаются в вещественном наполнении.

Месторождения железа метаморфогенного генезиса известны в докембрийских комплексах Украинского, Балтийского, Канадского, Алданского щитов, Воронежского кристаллического массива и других подобных геоструктурах. Большая часть месторождений связана с железо-кремнистой формацией (или формацией железистых кварцитов), довольно значительные месторождения железа также представлены магнетит-силикатными рудами.

Рудные тела железистых кварцитов чаще всего приурочены к внешним частям гранито-гнейсовых структур (куполов). Наиболее часто наблюдается моноклиальное залегание рудных тел, для них характерны крутые углы падения. Вместе с тем наибольшие запасы железа сосредоточены в месторождениях, характеризующихся складчатой структурой. Наиболее богатые руды локализованы, как правило, в замковых частях складок, чаще — пережатых синклиналях или сигмоидных складках, в межбугорных пережимах, кинк-банд-структурах [Тохтуев, 1967; Тохтуев, Флаас, 1978; Горяинов, Балабонин, 1988; Перцев, Кулаковский, 1988; Белевцев и др., 1989 и др.]. Подобный структурный контроль характерен также и для месторождений хромитов. Например, на массивах Полярного Урала установлена приуроченность рудных тел к зам-

ковым частям складок [Савельева, Савельев, 1991], а в Главном рудном поле Кемпирсайского массива отмечается концентрация рудных залежей в сводовой части антиклинали [Павлов, Григорьева, 1978 и др.]. На широкое развитие будинаж-структур на месторождениях Кемпирсайского массива неоднократно указывалось С.В. Москалёвой [1974].

Для железистых кварцитов весьма характерна полосчатость, обусловленная чередованием «слоев» с различными соотношениями кварца и рудного минерала (магнетита или гематита). Мощность слоев изменяется от 0,1 мм до первых см. Характерна также приуроченность наиболее богатых руд к центральным частям пластов, к периферии количество рудных минералов постепенно уменьшается [Ярошук, 1983]. По степени обогащенности рудным веществом наблюдается непрерывный ряд от безрудных кварцитов к сливным массивным магнетитовым или гематитовым рудам. Во многих случаях наблюдается постепенное увеличение зернистости рудных минералов одновременно с увеличением их содержания в толще [Горяинов, Балабонин, 1988].

Рудовмещающие кварцитовые толщи чаще всего залегают среди гнейсов, контакты железистых кварцитов с вмещающими породами резкие, но сам переход обычно происходит на фоне частого чередования маломощных полос кварцитов и гнейсов. Переходной разновидностью от гнейсов к железистым кварцитам являются железистые гнейсы, содержащие до 5% полевого шпата. Подобные соотношения очень напоминают строение полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса в альпинотипных гипербазитах, где роль гнейсов играет гарцбургит, а кварцита — дунит.

На большинстве месторождений железистых кварцитов описаны «вторичные» магнетитовые руды, отличающиеся от рядовых резким обогащением их рудным веществом [Илларионов, 1965; Воллосович, 1988, Белевцев и др., 1989 и др.]. Чаще всего тела этих руд занимают секущее положение по отношению к слоям железистых кварцитов. Для них, как правило, не характерна полосчатость, текстуры руд пятнистые, гнездовидные, массивные, преобладает порфирикластическая структура [Воллосович, 1988]. В пределах Саксаганского рудного поля (Украинский щит) описан ряд поперечных рудных поясов, занимающих секущее положение по отношению к нескольким параллельным горизонтам железистых кварцитов. Эти пояса

сложены богатыми рудами, образование их связывается с поперечными складчатыми структурами и структурами типа кинк-бандов (изгибами — изломами слоистости) [Тохтуев, Флаас, 1978].

Кроме железистых кварцитов, в метаморфических комплексах известны также «силикатно-магнетитовые руды». Одним их наиболее крупных объектов, сложенных подобными рудами на Алданском щите является месторождение Таежное [Перцев, Кулаковский, 1988]. Здесь основные запасы железа связаны с телами оливин-магнетитовых и серпентин-магнетитовых руд. Характерными особенностями строения рудных залежей являются постепенные переходы от безрудных оливинитов к богатым рудам, а также преимущественно полосчатая текстура руд.

Строение рудного поля характеризуется четко выраженной директивной полосчатостью субмеридионального простирания, осложненной серией субширотных «вязких разломов». Полосчатость обусловлена частым чередованием петрографических разновидностей метаморфических пород: кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, кальцифиоров, а также «ортопород» ультраосновного состава (оливинитов). Все они слагают моноклираль с крутыми углами падения ($\angle 60-80^\circ$). «Протолитом» для железных руд являются магнетитовые оливиниты. Первичные ультраосновные породы не содержат оруденения, они характеризуются массивной текстурой, полосчатости не наблюдается. Магнетит в оливинитах встречается в виде акцессорного минерала, при серпентинизации

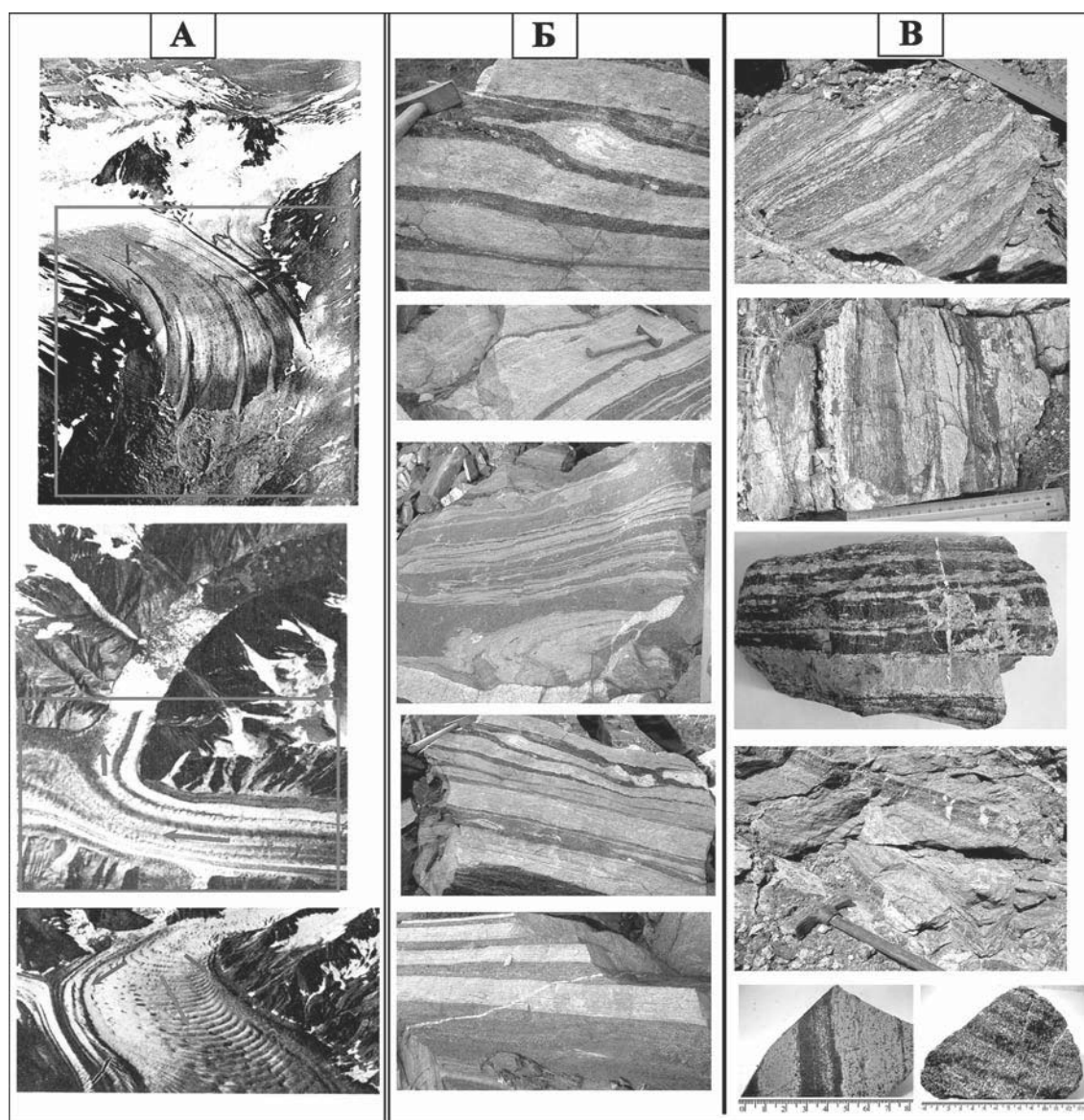


Рис. 5.12. Особенности морфологии моренных отложений (А — по Л.Д. Долгушину, Г.Б. Осиповой [1989]), мигматитов (Б) и хромитовых тел в альпинотипных гипербазитах (В)

Примечание: стрелками на рисунках показано направление пластического течения льда

пород наблюдается обильное выделение пылевидного вторичного магнетита.

В контурах рудного поля эти же породы представлены уже интенсивно серпентинизированными разновидностями с четкой директивной полосчатостью. Макроструктура серпентинитов характеризуется наличием многочисленных линз и пластин, кулисообразно расположенных друг относительно друга, широко проявлен будинаж. Наиболее богатое оруденение сосредоточено вблизи сигмоидных складок, образование которых связывается с влиянием «вязких» поперечных разломов.

Рассмотренные особенности строения месторождения Таежное говорят о ведущей роли тектонического течения при локализации железных руд. Об этом свидетельствуют следующие факты.

Исходные породы не содержат «рудных» концентраций, железо в них находится в рассеянном состоянии, но повсеместно встречается вкрапленность магнетита. В тех же породах, подверженных тектонической переработке, происходит перераспределение рудного вещества. Вероятный источник железа — процесс серпентинизации оливинитов, приводящий к образованию вторичного пылевидного магнетита, а также тектоно-метаморфическая мобилизация первичного магнетита оливинитов. При серпентинизации резко изменяются физико-механические свойства ультраосновных пород, они начинают интенсивно течь. В результате течения в твердом состоянии происходит дифференциация минералов по механическим свойствам, приводящая к образованию рудных тел.

Обобщая материал по метаморфогенным месторождениям железа, можно сделать ряд выводов.

1) Месторождения железа образуются по самым различным первичным породным ассоциациям (субстратам): осадочному, вулканогенно-осадочному и магматическому. Об этом свидетельствует наличие постепенных переходов от интенсивно метаморфизованных месторождений к исходным формациям, почти не претерпевшим метаморфизма.

2) Во всех месторождениях наблюдается постепенное возрастание содержания железа от исходных пород к рудам и постепенная эволюция парагенезисов минералов. Исходные породы — полиминеральные; руды большей частью биминеральные, при этом руды сложены двумя наиболее контрастными по механическим свойствам минералами. Для апоосадочных наиболее характерен парагенезис магнетит (гематит) — кварц, для апомагматогенных — магнетит — серпентин.

3) Для локализации богатых железных руд метаморфического генезиса ведущее значение имеет структурный фактор. Чаще всего сложенные ими рудные тела приурочены к замковым частям синклиналей, «сигмоидных» складок, к межбудинным пережимам и кинк-банд-структурам.

Сходство между рассмотренными объектами и хромитовыми телами альпинотипной формации заключается в следующем. Основные минералы вмещающих пород в обоих случаях являются наиболее распространенными на определенном уровне литосферы: в коровых условиях — кварц, в условиях верхней мантии — оливин. Они же характеризуются наиболее пластичным поведением по сравнению с сопутствующими силикатами: для кварца — полевые шпаты, плагиоклаз, амфиболы, пироксены; для оливина — энстатит, диопсид. Хромшпинелид и магнетит (гематит) также являются наиболее распространенными на данных глубинных уровнях среди рудообразующих минералов и наиболее инертными в химическом отношении. Для большинства рудопроявлений железа характерно линейно-полосчатое строение, постепенные переходы от вмещающих пород к рудным телам, зональность рудных тел, выраженная в постепенном увеличении концентрации рудных минералов от периферии к центру, увеличение зернистости руд одновременно с возрастанием густоты вкрапленности. Те же особенности характерны и для большинства хромитопроявлений раннего (рифтогенного) этапа эволюции альпинотипных гипербазитов.

Анализ имеющихся экспериментальных данных по деформации оливина и кварца приводит к выводу о значительном влиянии на их поведение водного флюида. Эффект, выраженный в резком различии в поведении минералов на графиках «напряжение — деформация» и «температура — деформация» в зависимости от насыщения водным флюидом, назван «гидролитическим разупрочнением» [Пуарье, 1988]. Для оливина и кварца характерно резкое увеличение пластичности при насыщении породы флюидом (рис. 5.13). Подобный эффект практически не выражен на тех же графиках для энстатита: кривые, характеризующие его поведение в сухом и влагонасыщенном состоянии практически сливаются и расположены внутри широкого поля, образованного подобными кривыми оливина. Возможно, полевые шпаты и кальцит ведут себя подобно пироксенам, так как эмпирически устанавливается для этих минералов подобие форм выделения в глубинных породах: (призмы, таблицы), стремление их к идиоморфизму, что обуславливает их «каркасообразующую» роль в породах. Напротив, для оливина и кварца более характерны ксеноморфные выделения, сравнительно легкое деление на мелкие субзерна. При высоких температурах пироксены, полевые шпаты и кальцит проявляют большую жесткость и хрупкость.

Известно, что в метаморфических толщах Прибайкалья, сложенных чередующимися мраморами и кварцитами, последние ведут себя как более пластичные [Делицин, Розанов, 1959]. Здесь также проявляется «каркасность» кальцита по

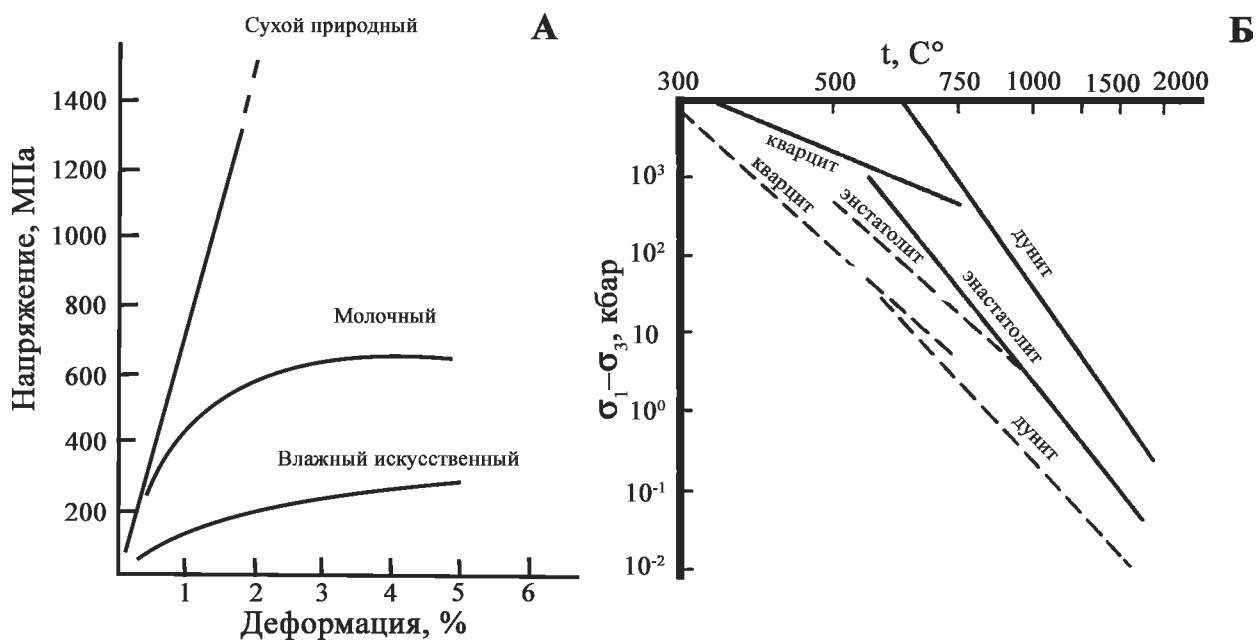


Рис. 5.13. Особенности деформации кварца, оливина и энстатита в сухом и флюидонасыщенном состоянии. По N. Carter [1976], Ж.-П. Пуарье [1988], А.Н. Казакову [1987] с упрощениями

Примечание: А: кривые «напряжение — деформация» для различных образцов кварца при $\epsilon = 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, $T = 800^{\circ}\text{C}$, $P = 300 \text{ МПа}$; термообработанный влажный кварц выдерживался при 900°C в течении 49 ч. Б: при деформации $\epsilon = 10^{-14} \text{ с}^{-1}$; сплошные линии — сухие образцы; пунктирные линии — образцы, насыщенные водой

сравнению с кварцем. Податливость кварца значительно повышается в присутствии водного флюида. В настоящее время не ясна природа наблюдаемых соотношений. Возможно, они связаны с различной «растворимостью» частиц воды в структуре минералов.

Наиболее типичными представителями «хрупких» минералов в процессе тектоно-метаморфического преобразования мантийных перидотитов являются энстатит и диопсид, в гнейсах подобную роль играют плагиоклаз и полевые шпаты. Условно эти минералы можно назвать «каркасообразующими»: при наблюдении над природными объектами устанавливается, что рост содержаний данных минералов в породах делает последние более компетентными. Как правило, эти породы образуют жесткие блоки, будины, а контрастные по свойствам кварциты (кварц + магнетит) и дуниты (оливин + хромит) — межбудинные участки. При микроскопическом изучении пород очень хорошо видно, что полевые шпаты и энстатит ведут себя как значительно более хрупкие по сравнению с оливином и кварцем.

На межзерновом уровне также происходит дифференциация минералов по механическим свойствам. Причем, чем выше скорость деформации (тектонического течения) в слое, тем он становится более контрастным, все тормозящее этот процесс зерна «каркасообразующих минералов» отжимаются на фланги струй. В наиболее подвижных слоях дифференциация идет от минимального контраста толщи к максимальному. При этом

наиболее пластичный минерал (кварц, серпентин, оливин) играет роль «транспорта» по отношению к рудным минералам (магнетиту, хромиту). Сказанное иллюстрируют примеры образования повышенной вкрапленности хромшпинелидов и энстатита в контактовых частях дунитовых полос в гарцбургитах Калканского массива [Чаплыгина, 2003].

Структурные особенности размещения метаморфогенных месторождений железа и хромитов альпинотипной формации также очень близки. Хромиты также образуют скопления в замках складок, межбудинных пережимах и ослабленных зонах (трещинах отрыва), представленных крупными дунитовыми телами, дискордантными по отношению к ранней дунит-гарцбургитовой полосчатости. Последние, на наш взгляд, могут рассматриваться как аналоги кинк-банд-структур железорудных месторождений, но в более мелком масштабе.

«Нелинейность» в строении месторождений железа более всего характерна для тел богатых руд и в пределах рудных полей имеет подчиненное значение. Напротив, для хромитов именно «нелинейные» рудные залежи являются основным промышленным типом месторождений. Наиболее ярким примером являются крупные месторождения Главного рудного поля Кемпирсайского массива. Образование их является результатом наложения интенсивного сжатия на первично-полосовидные тела вкрапленных хромитов и знаменует собой переход от «ламинарного» тектонического течения гипербазитов к «турбулентному». Разница в соотношениях между линейно-полосчатыми и

5.6. РОЛЬ СТРУКТУР «БУДИНАЖ» В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ХРОМИТООБРАЗОВАНИЯ

Термин «будинаж» был введен в 1909 г. М. Лазаром при описании боченковидных, овальных обособлений песчаников и кварцитов среди сланцев района Бастони в Бельгии. Но еще в XIX веке подобные структуры были описаны различными исследователями как чечевицеобразные, четковидные, линзовидные (П. Мериан, 1847 г., А. Рамзэй, 1886 г., И.В. Мушкетов, 1888 г. и др.).

Позднее структурам «будинаж» были посвящены многочисленные исследования, в результате которых установлено их тектоническое происхождение [Судовиков, 1947, 1964; Белоусов, 1952, 1954; Делицин, Розанов, 1959; Делицин, 1961; Гзовский, 1975; Тохтуев, 1967; Тохтуев, Флаас, 1978; Лукьянов, 1980, 1991 и др.]. В настоящее время считается, что будинаж проявляется при неоднородной деформации геологической среды, состоящей из слоев с различными механическими свойствами. Будинаж является результатом растяжения жестких слоев под действием сил трения, возникающих при раздавливании и течении под давлением пластичных слоев, облекающих жесткие [Геологический словарь ..., 1973].

Наиболее детальное изучение структур будинаж проведено Г.В. Тохтуевым [1967; Тохтуев, Флаас, 1978 и др.]. На основании обобщения обширного фактического материала по развитию будинажа в осадочных, метаморфических и магматических породах, а также в зоне гипергенеза и ледниках, ими были разработаны морфологическая и генетическая классификации этих структур (рис. 5.14).

По морфологии сечения будины делятся на округлые, блоковые и неправильной формы. В первой группе выделяются линзовидные, овальные, боченковидные будины, во второй — прямоугольные, трапециевидные и ромбовидные. По условиям образования различаются «будинаж

выжимания», когда ось максимального растяжения направлена вдоль слоистости, и «будинаж нагнетания», когда вдоль того же направления действуют максимальные сжимающие напряжения [Гзовский, 1975]. Наибольшим распространением пользуется первый генетический тип будинажа.

При характеристике механизмов образования различных типов будинаж-структур Г.В. Тохтуев использовал главным образом материал, накопленный при изучении геологического строения месторождений железо-кремнистой формации Украинского щита. Многообразие морфологических типов будинажа, проявленных в железистых кварцитах, свидетельствует о ведущей роли при их образовании процессов тектонического течения вещества.

Среди основных механизмов образования будинажа выжимания выделяются следующие (рис. 5.14): 1) равномерное пластическое растяжение; 2) неравномерное пластическое растяжение с образованием шеек в компетентном слое, 3) разделение слоя по диагональным трещинам скалывания (а — при вязком скалывании, б — при хрупком скалывании одного направления, в — при хрупком скалывании в двух чередующихся направлениях); 4) разделение слоя на блоки по трещинам отрыва; 5) разделение однородного слоя на мелкие линзы без образования пережимов (разлинзование); 6) образование линз в процессе замещения; 7) растворение и вынос отдельных минералов (например, кварца) в участках дифференциального сжатия. Морфологически второй подтип будинажа выжимания сходен с будинажем нагнетания, который образуется при продольном расплющивании слоев с образованием чередующихся разрывов.

Анализ геологического строения массивов альпинотипных гипербазитов показал, что практи-

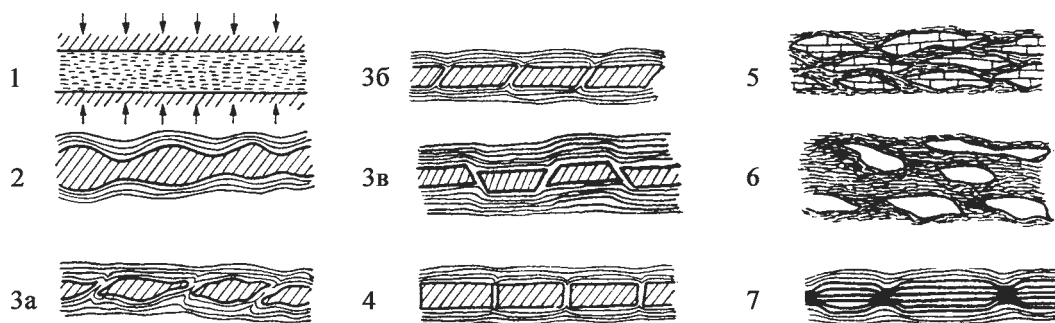


Рис. 5.14. Генетическая классификация структур «будинаж», по Г.В. Тохтуеву [1967]

Примечание: с сокращениями, объяснения в тексте

чески все выделенные морфогенетические типы структур будинажа образуются здесь на различных этапах их эволюции и проявлены в разной степени на различных структурных уровнях. В настоящее время мы не располагаем данными, которые позволили бы провести детальную классификацию структур будинаж в гипербазитах в зависимости от PTe-условий. Ниже приводятся лишь отдельные факты и их интерпретация согласно классификации Г.В. Тохтуева [1967].

Первый генетический подтип будинажа по сути таковым не является, так как в нем будины не образуются. Он выражен в равномерном растяжении компетентного слоя, внутри которого происходит структурная перестройка — образуются директивные текстуры и структуры, создаются условия для локализации в пустотах новообразований. Данный тип будинажа выделен Х. Рамбергом [Ramberg, 1955] и назван «метасоматическим». Он широко проявлен в гнейсовых толщах и выражен в обогащении пород новообразованным биотитом, ориентированным вдоль полосчатости. В альпинотипных гипербазитах данный подтип будинажа имеет наиболее широкое распространение, он проявляется в образовании дунит-гарцбургитовой полосчатости и ориентированных структур, обусловленных уплощенностью зерен энстатита и оливина в плоскости полосчатости, а также в образовании цепочек энстатита и хромшпинелида. Роль новообразований здесь играют сегрегации базальтового расплава, ориентированные обычно субсогласно с полосчатостью гипербазитов.

Второй и третий подтипы структур будинаж часто имеют постепенные взаимные переходы. Разделение слоя по сколовым трещинам может являться продолжением неравномерного пластического растяжения. В ультрабазитах альпинотипной формации подобные структуры характерны для сетчатого дунит-гарцбургитового комплекса. Они образуются при прогрессирующем растяжении вдоль «слоистости» дунит-гарцбургитовой толщи, возникающем в процессе ее поперечного сдавливания. При этом равномерное пластическое растяжение постепенно сменяется неравномерным, а затем, в результате превышения сжимающими усилиями предела прочности перидотитов, они хрупко деформируются. В зависимости от PTe-условий, количественных соотношений в разрезе дунитов и перидотитов и количества в последних пироксенов, могут образоваться блоки различной формы, погруженные в дунитовую матрицу. При незначительной мощности дунитов и высоком содержании в перидотитах пироксенов следует ожидать интенсивного сдавливания дунитов и образования на месте полосовидных тел — гнезд, линз и жил, а при более сильном сжатии — формирования штокверков дунитов, цементирующих остроугольные перидотитовые блоки.

При сдавливании маломощных дунитовых полос образуются обычно четковидные тела небольшой мощности среди массивных слабо серпентинизированных перидотитов. Часто такие тела вмещают будины массивных и густовкрапленных руд. Они также образуются при неравномерном пластическом растяжении.

Последовательное образование тел дунитов со все более усложняющейся морфологией можно проиллюстрировать следующими примерами. На массивах Крака наибольшим распространением пользуются полосовидные тела, при сжатии на их месте образуются менее мощные жилы и линзы (месторождение № 33), в Главном рудном поле Халиловского массива весьма распространены сильно сдавленные линзы и жилы, образованные на месте полосовидных тел, для массива Рай-Из наиболее типичным является сетчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, в котором дуниты цементируют блоки гарцбургитов. С наблюдаемым последовательным рядом деформаций коррелирует «концентрированность» хромитового оруденения. С полосовидными телами дунитов связаны проявления вкрапленных руд, в линзовидных и сетчатых телах дунитов преобладают густовкрапленные и массивные хромиты.

Четвертый генетический подтип будинажа связан с образованием блоковых будин компетентных пород в более пластичных слоях. Он близок к третьему подтипу и тесно с ним связан. Будинаж рассматриваемого подтипа проявлен на всех структурных уровнях гипербазитовых массивов. На микроуровне образование трещин отрыва наблюдается в более жестких и хрупких зернах энстатита, при этом зияющие разрывы заполняются более пластичным оливином. На мезо- и макроуровнях образование трещин отрыва (наряду с трещинами скола) наблюдается при формировании сетчатых жил дунитов в гарцбургитах. И наконец, в более мелком масштабе образование блоковых будин наблюдается при рассмотрении геологического строения крупных массивов гипербазитов.

Пятый и шестой генетические подтипы будинажа представляют собой разлинзование однородного слоя, в первом случае этот процесс чисто механический, а во втором он связан с замещением одного минерала другим (например, замещение магнетитом кварца и формирование рудных межбудинных пространств, разделяющих кварцитовые линзы). Образование седьмого подтипа структур «будинаж» связано, по мнению Г.В. Тохтуева [1967], с растворением и выносом кварца из межбудинных пережимов и образованием резко обогащенных рудным веществом узлов на фоне дробного чередования рудных и безрудных кварцитов.

В альпинотипных гипербазитах весьма широким развитием пользуются первый и второй подтипы будинажа. Третий и четвертый подтипы

характерны для зон интенсивного сжатия пород в высокотемпературных (мантийных) условиях. Пятый подтип наиболее характерен для зон меланжа, где процессы сжатия протекали при низких температурах. К седьмому подтипу структур морфологически близки сложно построенные рудные тела многих хромитовых месторождений, а шестой подтип структур «будинаж» в изученных нами породах достоверно не установлен.

Процесс тектонического течения и будинирования альпинотипных ультрабазитов может быть проявлен на различных стадиях эволюции: 1) при высоких значениях РТ в условиях верхней мантии и 2) при умеренных и низких значениях РТ в условиях земной коры. В первом случае роль пластичной среды играют тела дунитов в дунит-гарцбургитовом комплексе, а хрупкой — перидотиты. Во втором случае пластичными являются серпентиниты, а хрупкими — слабо серпентинизированные гипербазиты.

С точки зрения процессов хромитообразования наиболее интересен первый случай. Как известно, крупные хромитовые объекты локализованы в породах дунит-гарцбургитового комплекса: либо непосредственно в крупных дунитовых телах, либо в их апикальных частях и апофизах. Ведущая роль тектонического течения и структур будинаж при этом хорошо иллюстрируется при сопоставлении рудных систем, «замороженных» на различных стадиях эволюции.

Рассмотрим строение трех хромитоносных зон: западной части массива Средний Крака, массива Рай-Из и Главного рудного поля Кемпирсайского массива (рис. 4.3, 4.4, 4.5, 4.43, 4.44, 5.15). В указанном порядке происходит увеличение продуктивности хромитового оруднения. Общи-

тественно, что в этих зонах происходит увеличение продуктивности хромитового оруднения. Общи-

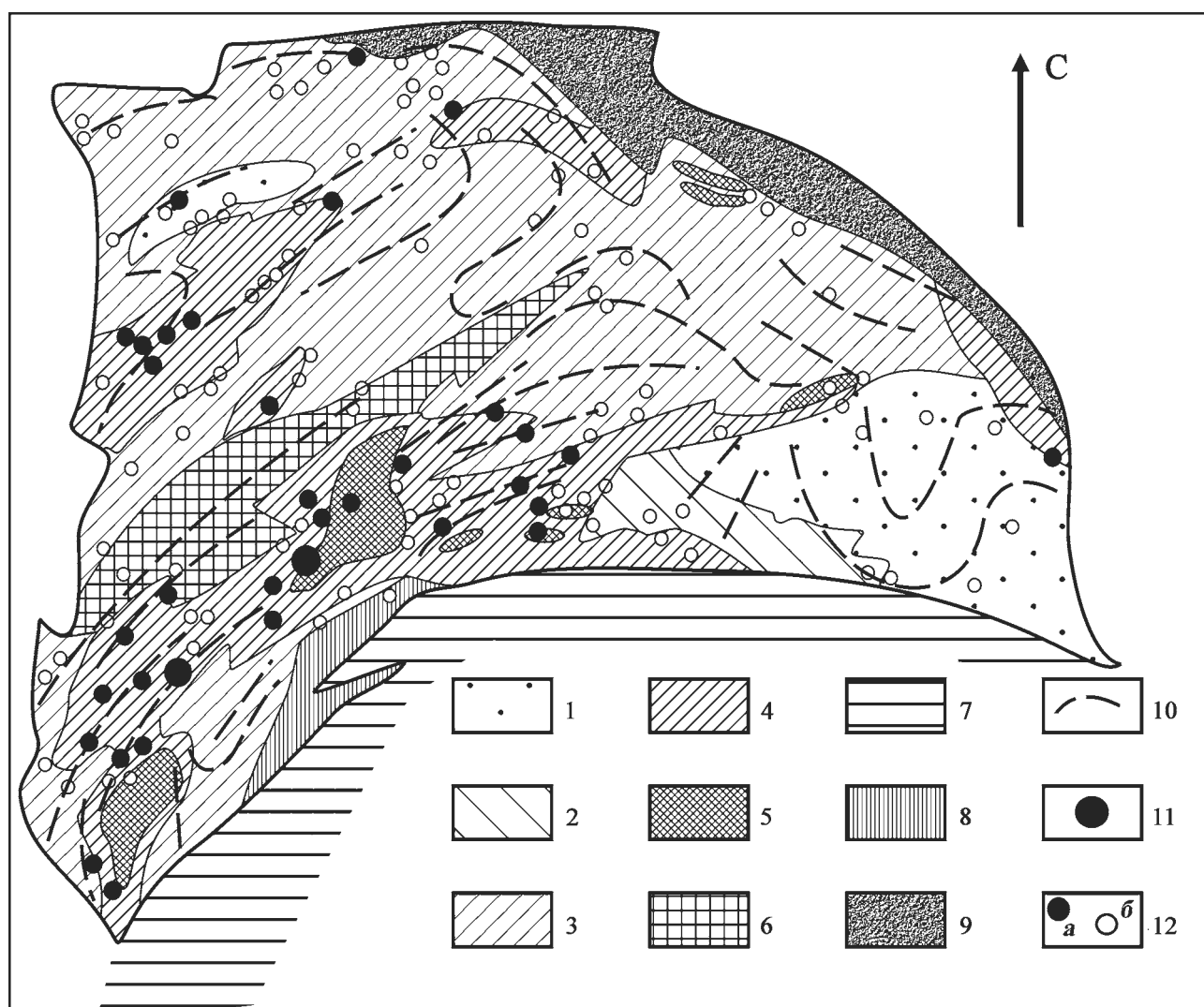


Рис. 5.15. Схематическое геологическое строение массива Рай-Из. По данным [Строение ..., 1990; Реестр ..., 2000] с упрощениями

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты; 2 — переходный комплекс между гарцбургитовым и дунит-гарцбургитовым; 3—4 — дунит-гарцбургитовый комплекс (3 — дунитов менее 10%, 4 — дунитов более 10%); 5 — дуниты; 6 — гарцбургиты порфириобластовые; 7 — габброиды; 8 — полосчатый комплекс (верлиты, пироксениты); 9 — серпентиниты; 10 — простирание структур в гипербазитах; 11 — месторождения хромитов; 12 — рудопроявления (а) и точки минерализации (б) хромитов

ми чертами строения данных рудных полей (зон) является приуроченность их к периферическим частям массивов, все они располагаются вблизи контакта гипербазитов с породами габброидного комплекса, для них характерны максимальные значения дунитовой составляющей по сравнению с остальной площадью каждого из массивов. На этом сходство заканчивается, но описываемые ниже различия рассматриваемых рудоносных зон не случайны и имеют эволюционный характер в ряду Крака – Рай-Из – Кемпирсай.

На массиве Средний Крака преобладают полосовидные в плане, прерывистые тела редковкрапленных мелкозернистых полосчатых хромитов с содержанием Cr_2O_3 в рудах 5–25%, а в хромшпинелиде — 50–56%. Рудовмещающие дуниты образуют практически непрерывные полосы, протягивающиеся вдоль западного контакта массива. Для рудных тел характерно субвертикальное падение, залегание согласно с таковым дунит-гарцбургитовой полосчатости. Мощность отдельных рудных тел 0,1–1 м, рудных зон до 30 м, протяженность до 1–1,5 км. Характерно наличие многочисленных сближенных параллельных рудных тел в контуре каждого хромитопоявления (до 5–10).

На массиве Рай-Из также преобладают рудные тела, имеющие в плане полосовидную (ленточную) форму, но здесь уже заметным распространением пользуются уплощенные линзы, штоки и тела неправильной формы. Полосчатость в рудах наблюдается часто, но не является обязательной, по величине зернистости руды относятся к различным типам (мелко-, средне- и крупнозернистым). Хромитовое оруденение массива сосредоточено вблизи трех крупных дунитовых тел-узлов, имеющих изометричную или слабо удлиненную форму, причем их удлинение направлено под большим углом к полосчатости в окружающих гипербазитах. Эти тела «нанизаны» на линейную зону, обогащенную дунитами.

Для рудных тел Центральной и Западной рудоносных зон массива Рай-Из характерны крутые углы падения, залегание их обычно субсогласно с общим направлением полосчатости в породах дунит-гарцбургитового комплекса. Для рудных тел месторождения Центральное установлено «угловое несогласие» в залегании хромитов и дунит-гарцбургитового комплекса [Гончаренко, 1989; Строение ..., 1990]. Для месторождений характерно наличие многочисленных параллельных сближенных рудных тел. Так, на месторождении Центральное выявлено 51 рудное тело. Мощность отдельных рудных тел составляет первые метры (0,2–30,5 м), протяженность отдельных тел от 30 до 350 м, содержание Cr_2O_3 в руде составляет от 5 до 48,5%, в хромшпинелидах 52–63%. Наблюдаются два статистических пика содержаний окиси хрома в рудах, соответствующие бедновкрапленному и средне-

густовкрапленному типам [Макеев и др., 1985; Реестр ..., 2000].

На представленной схеме геологического строения массива Рай-Из (рис. 5.15) хорошо видны чередующиеся зоны интенсивных пластических деформаций, обогащенные дунитами, и зоны «упрочнения», сложенные гарцбургитами. При этом основная рудоносная зона окаймляется с севера «максимально упрочненными» породами — гарцбургитами с характерной порфиroidной структурой. Подобные породы также описаны в обрамлении Главного рудного поля Кемпирсайского массива.

Рудоконтролирующие дунитовые тела характеризуются узловым расположением, они образуют штоки внутри зоны максимального тектонического течения. Скорее всего, их формирование происходило при параметрах стресса, превышающих предел прочности гарцбургитов полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса в трещинах отрыва и/или скалывания. При этом в ослабленные зоны нагнетался более пластичный дунит с содержащимися в нем рудными концентрациями. В процессе нагнетания ориентировка агрегатов хромшпинелидов изменилась, что привело к образованию углового несогласия между залеганием рудных тел и полосчатостью вмещающих пород [Гончаренко, 1989].

В пределах Главного рудного поля Кемпирсайского массива наиболее ярко выражена «плеядность» в расположении хромитовых месторождений. Они группируются в отдельные рудные узлы вблизи крупных обособлений дунитов. Рудные узлы в Главном рудном поле образуют цепь меридионального простирания и расположены внутри нее с определенным шагом (рис. 4.43).

Тела дунитов здесь также представлены двумя морфологическими типами: первые образуют маломощные полосы в дунит-гарцбургитовом комплексе, а вторые — крупные блоки, резко дискордантные к полосчатости вмещающих гипербазитов. Первичная полосчатость и минеральная уплощенность в ультрабазитах характеризуется крутыми углами падения. Часть рудных тел расположена согласно с полосчатостью вмещающих пород. Это, как правило, маломощные крутопадающие тела. Но основная масса хромитов сосредоточена в телах сложной формы, чаще всего представленных комбинацией линз, столбов и штоков. Для них в большинстве случаев характерно пологое залегание, секущее положение контактов по отношению к первичной полосчатости гипербазитов и маломощным крутопадающим телам.

Хромитовые руды чаще всего представлены густовкрапленной и сплошной разновидностями с содержанием Cr_2O_3 50–65%, в хромшпинелиде содержится 58–69% окиси хрома. Структуры руд преимущественно крупнозернистые, полосчатость не характерна и встречается только в виде реликтов.

Протяженность и мощность рудных тел варьируют в значительном диапазоне, но основная масса хромитов сосредоточена в телах с поперечным сечением в десятки метров, в редких случаях до 140–180 м, длиной до 1,5 км, шириной десятки — первые сотни метров [Павлов, Григорьева, 1978; Поиски ..., 1987 и др.].

Во всех трех рассмотренных случаях вблизи рудоносных зон проходит граница ультрабазитов и пород габброидного комплекса (рис. 5.16). Примечательно, что масштабы развития и степень метаморфизма габброидов также обнаруживают прямую корреляцию с продуктивностью массивов на хромитовое оруденение. На массивах Крака видимая мощность габбро и полосчатого верлит-пироксенитового комплекса составляет 1–1,5 км, породы практически не испытали метаморфизма, за исключением низкотемпературных явлений родингитизации и серпентинизации. В южной части массива Рай-Из широким распространением пользуются габброиды Собского комплекса, мощность их соизмерима с таковой ультрабазитового массива. Породы испытали интенсивное пластическое течение и метаморфизованы в амфиболитовой фации. Гипербазиты юго-восточной части Кемпирсайского массива контактируют с мощной толщей амфиболитов, среди которых встречаются лишь реликты исходных габброидов. Здесь мета-

морфические преобразования первичных пород проявлены максимально, в то время как на западе массива обнажаются практически не метаморфизованные габбро Кокпектинского комплекса.

Таким образом, рассмотренные выше особенности строения хромитоносных зон массивов Средний Крака, Рай-Из и Кемпирсай позволяют сделать вывод о четкой направленности процесса хромитообразования во времени и пространстве. Она выражена в постепенном усложнении структуры гипербазитовых массивов от структурно-вещественных комплексов полосчатого строения в условиях «ламинарного» тектонического течения к сетчатым дунит-гарцбургитовым комплексам в сочетании с крупными штоками дунитов при прогрессирующем процессе сжатия в условиях «турбулентного» течения вещества. Наиболее крупные рудные тела, сложенные массивными высокохромистыми рудами, обычно занимают секущее положение по отношению к первичной полосчатости гипербазитов, которая имеет метаморфическое происхождение. Их образование связано с нагнетанием предельно истощенных пластичных реститов (дунитов) с включенными в них хромитовыми концентрациями в межбужинные участки (рис. 5.17).

Итак, процесс образования хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах

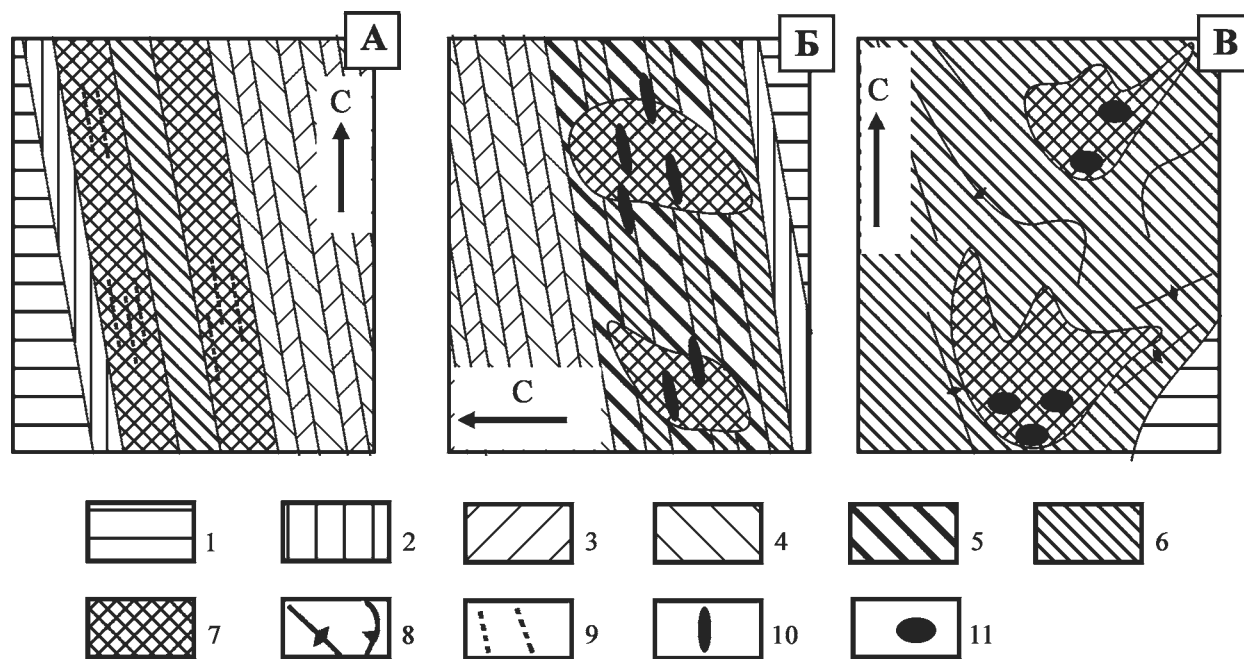


Рис. 5.16. Принципиальная схема эволюции хромитообразования на примере рудоносных зон массивов Средний Крака (А), Рай-Из (Б) и Кемпирсайский (Главное рудное поле) (В)

Условные обозначения: 1 — габброиды и их метаморфические аналоги; 2 — полосчатый комплекс (верлиты, пироксениты); 3–4 — чередующиеся лерцолиты, гарцбургиты и подчиненные им дуниты; 5 — дунит-гарцбургитовый комплекс с преобладанием гарцбургитов; 6 — то же, с преобладанием дунитов, для В — дунит-гарцбургитовый комплекс нерасчлененный; 7 — крупные дунитовые тела; 8 — залегание полосчатости в гипербазитах; 9–11 — хромитопроявления (9 — полосовидные, крутопадающие тела полосчатых, мелкозернистых, бедно-среднезакрапленных руд, 10 — полосовидные, жилообразные тела средне-густозакрапленных разнозернистых руд, 11 — тела сложной морфологии, преимущественно комбинированные линзы, столбы, штоки, реже — жилы; для крупных тел характерно пологое залегание)

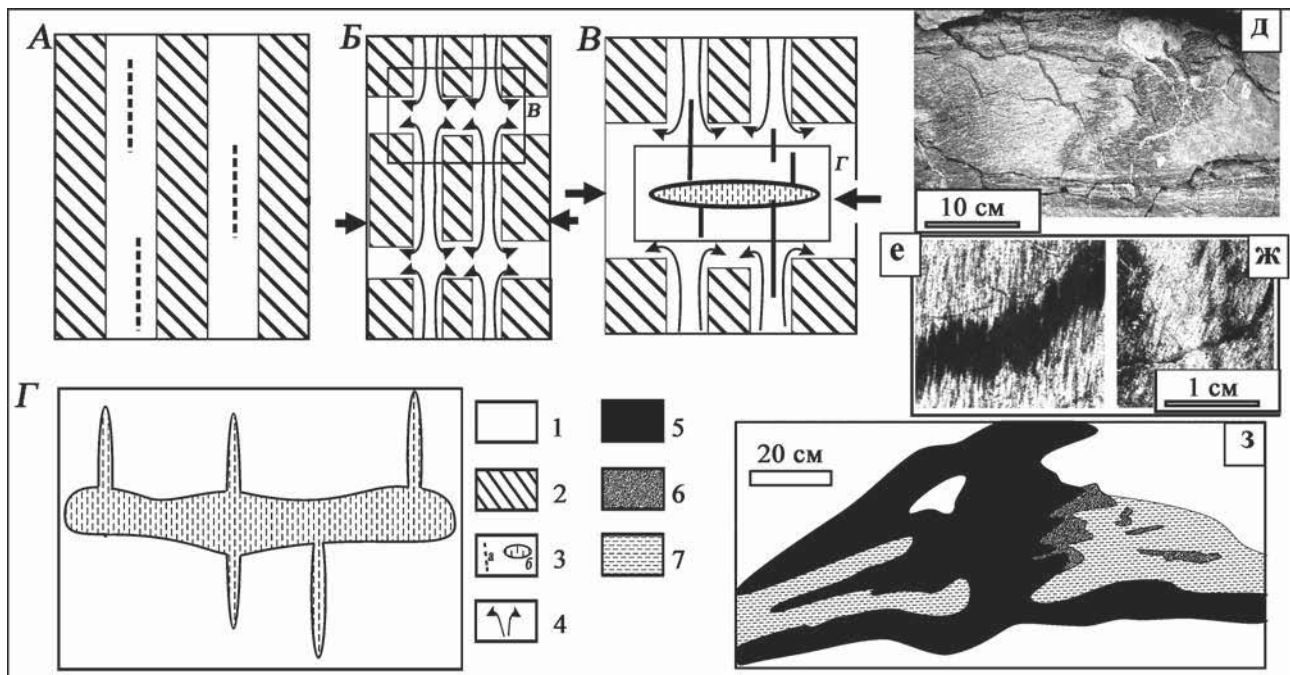


Рис. 5.17. Механизм образования «поперечных» к дунит-гарцбургитовой полосчатости рудных тел при будинировании гарцбургитов и нагнетании в ослабленную зону дунитов

Примечание: А, Б — последовательные стадии процесса, стрелками показано направление стресса; В, Г — детали схемы Б в более крупном масштабе; д, е, ж, з — образование ортогональных к полосчатости хромитовых тел в ультрабазитовых массивах (д — Хабаровинский, е, ж — Кемпирсайский, з — Крака); е, ж — по Г.Г. Кравченко [1969]

Условные обозначения: 1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — рудные тела (а — согласные с полосчатостью, б — «поперечные»); 4 — направление пластического течения дунитов; 5-7 — хромитовые руды сплошные (5), густовкрапленные (6), средне- и бедновкрапленные (7)

подчиняется общим закономерностям эволюции мантийного вещества. Основными факторами являются температура (1), общее давление (2), величина стресса (3), флюидный режим (4) и степень деплетирования (5). Степень деплетирования мантийного источника является главным рудогенерирующим фактором. Основное значение фак-

торов 1—4 заключается во влиянии их на изменение физических свойств минералов ультрабазитов (оливина, энстатита и хромшпинелидов), различие в которых ведет к большей или меньшей неоднородности строения, влияет на скорость деформации и, как следствие, на глубину протекания метаморфической дифференциации вещества ультрабазитов.

5.7. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МАНТИЙНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ В КОРОВЫХ УСЛОВИЯХ

Известно, что в современной структуре складчатых областей гипербазиты обычно представлены двумя контрастными типами тел: изометричными, слабо деформированными, и линейными, полностью переработанными в рассланцованные серпентиниты [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Возникает вопрос: с чем связан резкий контраст в поведении одних и тех же первичных пород? На наш взгляд он обусловлен резким контрастом в физических свойствах неизмененных и гидратированных пород, и это наиболее ярко проявляется на поздних этапах эволюции альпинотипных гипербазитов, в условиях верхних горизонтов земной коры. Если безводные ультраосновные породы являются наиболее жесткими из встречающихся на земной поверхности, то их гидратированные аналоги (серпентиниты) едва ли не самые пластичные. При этом

переход гипербазитов из одного состояния в другое весьма распространен.

Почти повсеместное распространение рассланцованных серпентинитов в контактовых частях массивов, отсутствие высокотемпературного контактового воздействия ультрабазитов на вмещающие породы в большинстве случаев позволили ряду исследователей предложить протрузивный механизм внедрения альпинотипных гипербазитов в верхние части земной коры [Hess, 1955; Rost, 1959; Книппер, 1969 и др.]. По образному выражению Хесса, твердые серпентинитовые тела проникают в вышележащие осадочные образования, двигаясь подобно тому, как движется дынное семечко, когда его сжимают между пальцами. Впоследствии эта идея была подвергнута критике как со стороны приверженцев интрузивного внедрения ультраба-

зитовой магмы [Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973], так и со стороны плейт-тектонистов [Камалетдинов, Казанцева, 1974].

Н.В. Павлов и И.И. Григорьева-Чупрынина указали на незначительные различия в плотности и «жесткости» серпентинитов и осадочных пород, а М.А. Камалетдинов и Т.Т. Казанцева — на гетерогенный состав меланжей. Вместе с тем указанные недостатки «протрузивной» гипотезы снимаются, если рассматривать внедрение блоков неизмененных ультрабазитов в серпентинитовой «смазке».

Процесс массовой гидратации начинается задолго до коллизионных процессов, поскольку известно, что драгированные в срединно-океанических хребтах перидотиты уже в значительной степени серпентинизированы. Процесс гидратации развивается в толще гипербазитов сверху вниз, при этом метасоматизирующий флюид (H_2O) проникает в первую очередь вдоль ослабленных зон, которыми могут служить контракционные трещины, образующиеся при остывании пород. Обычно такие трещины разбивают породу на более или менее равномерные многоугольные блоки. Последние, как следует из полевых наблюдений, чаще всего представляют собой параллелепипеды с ромбическими сечениями. При выветривании их форма изменяется от параллелепипедальной к эллипсоидальной, наиболее устойчивыми являются ядерные части блоков округлых очертаний.

Блоковое внутреннее строение характерно для гипербазитовых массивов на различных структурных уровнях (рис. 5.18). На примере массивов Крака можно проследить следующий иерархический ряд: 1) уровень отдельных массивов («блоки» — Северный, Узьянский, Средний, Южный Крака), 2) уровень крупных блоков внутри каждого из массивов (Южный Крака — «Юкали», «Ямангыр», «Ашкарский» и т. д.), 3) уровень блоков среднего размера в пределах отдельных площадей (рис. 5.18, Апшакская площадь); 4) уровень обнажений (на рис. 5.18 хорошо видно чередование блоков массивных пород и разделяющих их разломных зон), 5) макроуровень — блоковое строение наблюдается в образцах пород, 6) микроуровень — в шлифах наблюдаются микроблоки, характеризующиеся различной степенью серпентинизации и деформации. На еще более мелком уровне проявлено блоковое строение отдельных зерен, выраженное в образовании субзерен, повернутых друг относительно друга на некоторый угол, а также в характерной петельчатой структуре пород.

Правомерность выделения «иерархии блоков» подтверждается мозаичным строением геофизических полей над массивами, которое сохраняется при различной степени детальности. Особенно четко блоковое строение массивов выражено на картах магнитных аномалий. Это связано с чередованием в строении массивов относительно од-

народных участков с близкими магнитными свойствами, которые разделены пограничными зонами — концентраторами напряжений (разломами). В гипербазитах такие зоны выделяются достаточно четко по повышенной магнитной восприимчивости пород, так как здесь резко возрастает содержание вторичного магнетита. Как правило, внутри блоков наблюдается одинаковая ориентировка первичной полосчатости и директивных текстур пород, при переходе от одного блока к другому происходит ее изменение, обусловленное поворотом блоков при перемещении. Образование многоуровневой блоковой структуры в альпинотипных гипербазитах при воздействии на них бокового давления находит экспериментальное подтверждение [Асатрян, Соболев, 1991] (рис. 5.18 з).

Следует отметить, что на массивах Крака преимущественно развиты повороты блоков в горизонтальной плоскости: углы падения первичных структурных элементов варьируют незначительно, в то время как простираемость изменяется в более широком диапазоне значений. Ранее это изменение элементов залегания полосчатости и минеральной сланцеватости пород интерпретировалось как проявление складчатых деформаций по аналогии с наблюдаемыми явлениями на массивах гарцбургитового типа [Денисова, 1990; Савельева, 1987]. Вместе с тем в массивах гарцбургитового типа складчатость хорошо проявлена и неоднократно задокументирована в обнажениях (Рай-Из, Войкаро-Сыньинский), а на массивах лерцолитового типа складки в обнажениях как правило не наблюдаются.

Отсутствие складчатости на макроуровне ставит под сомнение ее широкое развитие в более мелком масштабе. Связано это, скорее всего, с различной интенсивностью тектонического течения мантийного вещества в условиях стресс-метаморфизма. В массивах гарцбургитового типа породы претерпели более значительные деформации, сопровождавшиеся формированием складок течения, будинированием более компетентных пород, эффектами выжимания более пластичных. В лерцолитовых массивах проявлен «ламинарный» характер тектонического течения при умеренных значениях стресса, что выразилось преимущественно лишь в появлении ориентированных текстур.

При остывании мантийных масс образуется мозаика слабо деформированных блоков, которые разделены зонами интенсивных деформаций. В дальнейшем, при воздействии на крупные объемы частично серпентинизированных гипербазитов бокового давления, в них происходят многочисленные срывы по ослабленным зонам и единый крупный массив дунит-перидотитового состава разбивается на серию более мелких, которые затем в «законсервированном» виде транспортируются по весьма пластичной серпентинитовой краевой зоне (рис. 5.19).

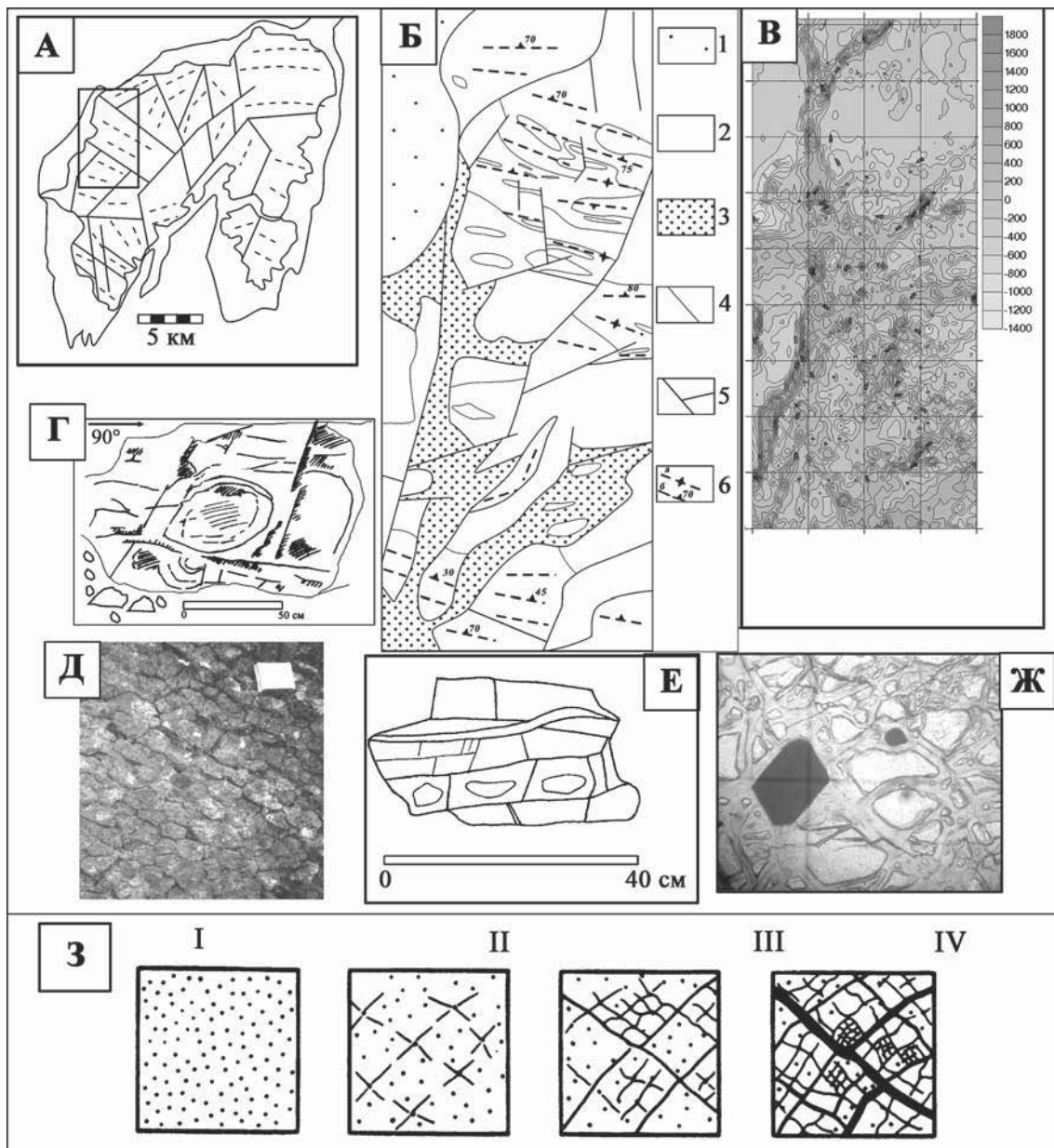


Рис. 5.18. Блоковое строение массива Южный Крак на различных структурных уровнях

Примечание: А — массив Южный Крак, Б — схематическое строение Апшакской площади, В — карта магнитных аномалий для Апшакской площади (контуры Б и В совпадают), Г–Е — блоковое строение на макроуровнях (обнажения, образцы пород), Ж — блоковое строение гипербазитов на микроуровне (петельчатая структура), З — различные стадии деформирования образца из эпокси-д-ной смолы с образованием многоуровневой блоковой структуры (по Х.О. Асатрян, Г.А. Соболеву [1991])

Концентрация метасоматизирующего флюида в узкой краевой зоне происходит в соответствии с «лавинообразностью» протекания деформационных процессов, то есть флюид вероятнее всего будет просачиваться по уже «проторенному пути». Внедрение гипербазитов на рассматриваемой стадии можно сравнить с диапировой тектоникой соляных куполов, с той лишь разницей, что в данном случае высокой пластичностью обладает лишь оболочка блоков незначительной мощности, а внутренние части их практически не испытывают деформации вследствие резкого превышения их жесткости по отношению к окружающим толщам.

Таким образом, внедряющийся блок ультрабазитов может игнорировать структуру вмещающих осадочных пород, аналогично тому, как в серпентинитовом меланже транспортируются почти без деформации блоки плотных пород — кремней, габбро и др.

Обратим внимание еще на одну характерную особенность строения альпинотипных массивов Южного Урала. На большинстве из них встречаются небольшие по площади тела, сложенные породами габброидного комплекса. Как правило, они занимают краевое положение по отношению к реститам. Возникает вопрос: с чем связана устойчивая приуроченность их к периферии дунит-

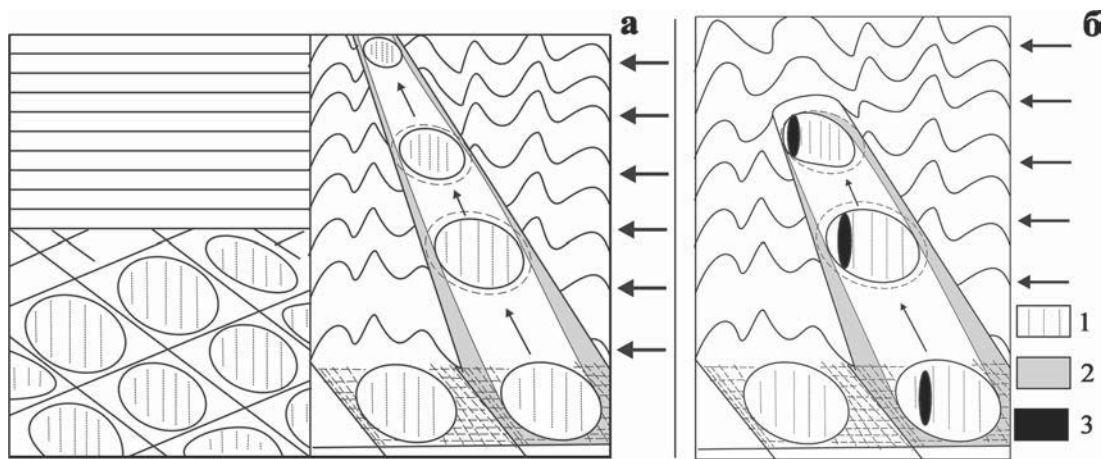


Рис. 5.19. Внедрение гипербазитовых массивов в верхние горизонты коры

а — процесс транспортировки дунит-перидотитового массива, б — механизм образования габброидных тел в краевой части гипербазитового массива

Условные обозначения: 1 — альпинотипные гипербазиты и ориентировка первичных директивных текстур, 2 — серпентинитовая «подложка», 3 — габброиды

перидотитовых комплексов, случайность это или закономерность? Попытаемся ответить на поставленный вопрос.

Изучение океанических гипербазитов показало, что магматические камеры, с которыми обычно сопоставляют «габброидный комплекс», расположены внутри мантийных ультрабазитов неравномерно и при внедрении последних, казалось бы, не должны занимать определенное место в структуре массивов. Однако при реализации рассмотренного выше механизма внедрения массивов наблюдаемая закономерность находит свое объяснение.

При внедрении массивных гипербазитов с пластичной серпентинитовой оболочкой по мере продвижения к поверхности следует ожидать постепенного «соскабливания» последней. Одновременно с этим должна происходить миграция фронта полной серпентинизации вглубь массивных блоков с постепенным уменьшением их размеров. Что же будет происходить, если внутри серпентинизированных ультрабазитов находится тело преимущественно габбрового состава? Породы габброидного комплекса, в отличие от рестита, не обладают такой контрастностью в физических свойствах, поэтому при достижении «фронтом полной серпентинизации» габброидов рост серпентинитовой оболочки прекращается, а вместе с ним и само перемещение массива (рис. 5.19 б). Таким образом, габброидные комплексы играют роль «упора» при протрузивном внедрении мантийных масс.

Если наблюдаемые в природе пространственные соотношения между реститом и габброидным комплексом не случайны, то из приведенных выше рассуждений следует еще один вывод: поскольку габбро является упором при внедрении гипербазитов, то внедрение их происходило из глубинной области, находящейся в противоположной

стороне по отношению к современному залеганию габброидов (рис. 5.19 б). Например, внедрение гипербазитов массивов Миндяк и Нурали в верхние горизонты коры происходило в восточном направлении, а массива Средний Крака — в западном.

Степень преобразования сформированных ранее хромитовых концентраций во многом зависит от их положения относительно окончательных границ массива. Месторождения, находящиеся во внутренних частях массивов, испытывают разрывные деформации (смещение по разломам). Амплитуда их, как правило, соответствует подобным деформациям вмещающих гипербазитов.

Иная картина наблюдается в хромитопоявлениях, попавших в область краевых серпентинитов. С одной стороны, из-за резких различий в физических свойствах между хромитами и серпентинитами на макроуровне в рудных телах проявляется разрывная тектоника: хромиты интенсивно дробятся, будинируются и растаскиваются. С другой стороны, на микроскопическом (межзерновом) уровне те же различия в свойствах приводят к локальному обогащению хромитовых руд в пределах небольших гнезд и линз. Таким образом, в пластичных серпентинитах, обогащенных рудным веществом, имеет место процесс, близкий к описанному для взаимодействия оливин — хромит при высоких значениях температуры и давления.

Сказанное основано на данных полевых наблюдений, проведенных на хромитопоявлениях, приуроченных к зонам меланжа и краевым зонам крупных массивов. Отличительной особенностью их являются наличие мелких рудных тел, обычно представленных гнездами и линзами. Они в значительной степени отличаются от линейных тел первичных руд, которые появляются при удалении от тектонической зоны массива. Среди текстурно-

структурных особенностей следует выделить преобладание сплошных и густовкрапленных руд, частую встречаемость мелкозернистых хромитов.

Таким образом, заключительный этап эволюции гипербазитов и содержащихся в них хромитовых концентраций связан с внедрением их в верхние

горизонты литосферы в процессе ее скупивания. На данном этапе ведущая роль принадлежит хрупким деформациям пород, на первичную полосчатую структуру лерцолитовых и на полосчато-складчатую структуру гарцбургитовых массивов накладывается блоковая тектоника.

5.8. ТИПИЗАЦИЯ ХРОМИТОПРОЯВЛЕНИЙ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ ЮЖНОГО УРАЛА

За многолетнюю историю изучения хромитовых месторождений в альпинотипных (офиолитовых) гипербазитах появлялись различные варианты их классификации, основанные на различных представлениях авторов о генезисе руд [Бетехтин, 1937; Соколов, 1948; Павлов, Григорьева, Гришина, 1979; Кравченко, 1979; Смирнова, Смирнов 1982; Реестр ..., 2000]. В основу классификаций полагались различные признаки: геологические условия залегания, вещественный состав (состав рудообразующего хромшпинелида), концентрированность оруденения (густота вкрапленности хромшпинелидов), морфология тел.

В классической схеме эндогенные месторождения хромитов обычно подразделяются на ранне-, позднемагматические и гидротермальные [Смирнов, 1976]. Классификация Н.В. Павлова с соавторами [Павлов, Григорьева, Гришина, 1979] основывалась также на предположении магматического генезиса хромитов и вмещающих гипербазитов. Авторами не делается различий между стратиформными и альпинотипными месторождениями. Все они группируются в четыре типа: 1) сегрегационно-магматический (мелкие скопления бедновкрапленных руд), 2) ликвационно-магматический (крупные месторождения, сложенные массивными и густовкрапленными рудами), 3) пневмато-гидротермальный и автометасоматический (прожилково-вкрапленное оруденение в небольших телах), 4) аллометаморфический (линзы и жилы, сложенные крупнозернистыми перекристаллизованными рудами).

Первый тип связывается с гравитационной сегрегацией аксессуарных хромшпинелидов при внедрении ультраосновной магмы, второй — с кристаллизацией «отликвировавшего рудно-силикатного расплава». В образовании третьего и четвертого типов хромитопроявлений предполагается участие флюидов, связанных либо с ультраосновным рудно-силикатным расплавом, либо с чужеродными магмами преимущественно основного состава.

Значительные различия в геологическом строении, морфологии рудных тел, вещественном составе руд и вмещающих пород привели со временем к четкому разделению двух групп хромитовых формаций: стратиформных и альпинотипных [Смирнова, Смирнов, 1982; Поиски ..., 1987; Реестр ..., 2000 и др.].

Полученные в последние десятилетия данные о строении альпинотипных гипербазитов и их возможных аналогов на океаническом дне вместе с современными представлениями о строении верхней мантии заставляют отказаться от идеи о первично-магматической природе хромитового оруденения в офиолитах. Ведущая роль в их образовании отводится деплетированию мантийного субстрата, пластическим деформациям рестита, воздействию потоков нагретых восстановленных флюидов и реакции рестита с просачивающимися сквозь него расплавами.

И.С. Чашухин с соавторами [Чашухин, Вотяков, Шапова, 2007], допуская полигенность и полихронность рудообразования, выделяет четыре генетических типа хромитопроявлений: 1) магматический, 2) латераль-секреционный, 3) метасоматический и 4) реакционно-метасоматический.

Проведенные нами исследования на массивах Южного Урала позволили предложить еще один вариант классификации хромитопроявлений, за основу которой была взята схема Б.В. Перевозчикова [2007]. Он выделяет в офиолитовых гипербазитах три основных типа хромитопроявлений: глиноземистых руд в гарцбургитовом комплексе, высокохромистых руд в дунит-гарцбургитовом комплексе и руд повышенной железистости в верлит-дунитовом комплексе. Внутри первых двух типов, в зависимости от густоты вкрапленности хромшпинелидов, выделяются подтипы месторождений бедных, богатых и смешанных руд. В хромитопроявлениях верлит-дунитового структурно-вещественного комплекса выделены подтипы глиноземистых и высокохромистых руд.

Основные различия касаются взглядов на генезис верлит-дунитового структурно-вещественного комплекса. По мнению авторов настоящей работы, данный комплекс гетерогенен: в нем пространственно совмещены реститовые дуниты дунит-гарцбургитового комплекса и породы верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса, представляющие собой кристаллизовавшийся расплав. Хромитовое оруденение в дунитах характеризуется рядом особенностей, отличающих его от такового, локализованного на удалении от магматических камер.

В истории формирования разреза офиолитовых комплексов выделяются два крупных этапа:

верхнемантийный и коровый. В течение первого этапа происходит мобилизация рудного вещества и его концентрация в рудных объектах, в течение второго — дезинтеграция образованных ранее рудных тел, изменение их морфологии и локальное концентрирование оруденения внутри мелких тел-будин.

В соответствии с рассмотренной периодизацией, мы выделяем две группы месторождений: первично-мантийные и преобразованные в коровых условиях. Первично-мантийные месторождения залегают, как правило, в серпентинизированных ультрабазитах, сохранивших реликты структур и текстур первичных пород (полосчатость, линейность, минеральную уплощенность). Преобразованные месторождения залегают в интенсивно рассланцованных серпентинитах, полностью утративших признаки протолитов.

Месторождения первой группы можно достаточно четко разделить по морфологическому признаку на объекты «простого» (I–III типы) и «сложного» строения (IV тип). К *I туну* относятся тела уплощенно-линзовидной и жилообразной формы, реже — нерегулярно-пластовые, сложенные средне- и густовкрапленными рудами преимущественно среднезернистой структуры, приуроченные к полосовидным дунитовым телам мощностью первые десятки метров среди гарцбургитов или пород дунит-гарцбургитового комплекса. Руды характеризуются полосчатой текстурой, залегание рудной полосчатости согласно с залеганием вмещающих пород, падение крутое, чаще всего субвертикальное. Для данного типа хромитопоявлений характерно наличие многочисленных маломощных (0, n–2 м) прерывистых хромитовых тел, образующих рудные зоны. К данному типу относится большинство хромитопоявлений массивов Крака: им. Менжинского, Малый Башарт, Лактыбаш, Придорожное и др. Рудообразующие хромшпинелиды характеризуются высокохромистым составом (48–56% Cr₂O₃).

II тун хромитопоявлений представлен теми же морфологическими разновидностями, что и первый. Они сложены преимущественно бедно- и средневкрапленными мелкозернистыми, струйчато-полосчатыми хромитами, приуроченными к мощным (до 200–300 м) и протяженным (до 2–3 км) полосам существенно дунитового состава. Залегание рудных тел данного типа также согласно со структурой вмещающих гипербазитов. Характерной чертой рассматриваемых объектов является приуроченность к краевым частям массивов и постоянная пространственная ассоциация их с габброидным комплексом офиолитов. Хромитопоявления данного типа характерны для западной части массива Средний Крака, Нуралинского и Хабарнинского массивов Южного Урала. Рудообразующие хромшпинелиды высокохромистые (50–56% Cr₂O₃), отмечается незначительное повышение

железистости. В условиях интенсивного тектонического течения происходит усложнение морфологии тел и увеличение густоты вкрапленности руд (тип *III б*). Месторождения данного типа характерны для массивов Полярного Урала (Центральное, Западное на массиве Рай-Из).

К *III туну* относятся хромитопоявления жилообразной и линзовидной формы, залегающие в маломощных дунитовых телах среди массивных лерцолитов и гарцбургитов. Иногда вмещающие дуниты представлены тонкой оторочкой (0, n–1 м) и нацело серпентинизированы. Для данных объектов характерна крупнозернистая структура, густовкрапленная или массивная текстура руд. Полосчатость или слабо проявлена, или отсутствует. Для рудных тел и вмещающих дунитов характерно крутое, чаще субвертикальное падение, мощность хромитов варьирует в значительном диапазоне (от десятых долей до первых десятков метров). К данному типу хромитопоявлений относятся месторождения № 33 (Крака) и северной части Кемпирсайского массива, большинство рудопроявлений Халиловского массива.

Состав рудообразующих хромшпинелидов в данном типе месторождений разнообразен. В месторождениях северной части Кемпирсайского массива они представлены глиноземистыми разновидностями (34–40% Cr₂O₃), а на Халиловском массиве и месторождении № 33 их состав варьирует от средне до высокохромистых (от 44 до 60% Cr₂O₃). Наблюдаемые различия, скорее всего, связаны с тем, что месторождения с высокохромистыми рудообразующими шпинелидами образовались при «обогащении» месторождений I типа (тип *III а*), а с глиноземистыми шпинелидами — непосредственно при метаморфической дифференциации гарцбургитов в условиях интенсивного тектонического течения (тип *III б*).

Хромитопоявления *IV тун* образуются за счет серии более мелких рудных тел I–III типов, характеризуются сложной морфологией и являются наиболее продуктивными. Они широко представлены в Главном рудном поле Кемпирсайского массива. Здесь наблюдаются различные соотношения между хромитами, дунитами и гарцбургитами. Вмещающими породами для хромитовых залежей могут быть как дуниты, так и гарцбургиты. В последнем случае руды всегда облекаются незначительной по мощности дунитовой оторочкой. Характерной чертой почти всех крупных хромитовых залежей является секущее положение их осей по отношению к полосчатости гипербазитов. В то же время мелкие рудные скопления во вмещающих породах согласны с ней. Залегание главных рудных залежей месторождений пологое, а сопутствующие маломощные тела характеризуются крутым падением. Часто наблюдается ответвление от крупных залежей многочисленных менее мощных жил, коленообразные

перегибы рудных тел, будинирование рудных тел и гарцбургитов (рис. 5.20). Рудообразующие хромшпинелиды месторождений рассматриваемого типа весьма высокохромистые (55–68% Cr₂O₃).

При детальном исследовании хромитовых месторождений Кемпирсайского массива установлена важная роль в локализации оруденения «экранирующих поверхностей» — гарцбургитов (рис. 5.21), которые более компетентны по сравнению с дунитами [Кравченко, 1969]. Таким образом, рудные зоны по своему строению напоминают узлы или пучки, сходящиеся во внутренних частях в крупные линзовидные скопления и расходящиеся по восстанию и падению с образованием множества более мелких тел [Колотилов и др., 1979]. В составе рудных тел преобладают массивные и густовкрапленные разновидности хромитов, причем часто от периферии к внутренним частям залежей увеличивается густота вкрапленности рудных минералов. Полосчатость для хромитов данного типа не характерна и отмечается лишь в редких случаях, являясь «реликтовой». Основной рудоконтролирующей структурой в пределах Главного рудного поля является сводовое поднятие, сложенное породами дунит-гарцбургитового комплекса при ведущей роли дунитов [Логоинов и др., 1940; Павлов, Григорьева, 1978]. Подстилается и перекрывается дунит-гарцбургитовый комплекс по-

лосчатыми гарцбургитами, сменяющимися затем массивными порфиридовидными перидотитами.

Очень редко встречаются хромитопоявления вкрапленных руд, залегающие непосредственно в шпинелевых перидотитах (*Vmun*), и проявления, связанные с верлитами и клинопироксенами полосчатого комплекса (*VI mun*). Рудные тела, залегающие среди лерцолитов и гарцбургитов, согласны с полосчатостью вмещающих пород, форма их нерегулярно-пластовая, уплощенно-линзовидная, границы с вмещающими породами постепенные, структуры средне- и крупнозернистые, текстуры вкрапленные, полосчатые. Наиболее характерный пример — Верхне-Сарангинское проявление на массиве Северный Крака.

Мелкие проявления железистых хромитов среди пород габброидного комплекса имеют очень незначительные размеры, они приурочены к верлит-клинопироксенитовым частям разреза, в их строении преобладают мелкозернистые массивные и густовкрапленные разновидности. Еще одна отличительная особенность данных проявлений — высокое содержание в рудообразующем хромшпинелиде железа и повышенные содержания в рудах платиноидов (платины и палладия). Хромитопоявления данного типа известны в западной части Кемпирсайского массива, а также на массивах Средний Крака (Западно-Саксейское) [Савельев, 2000]

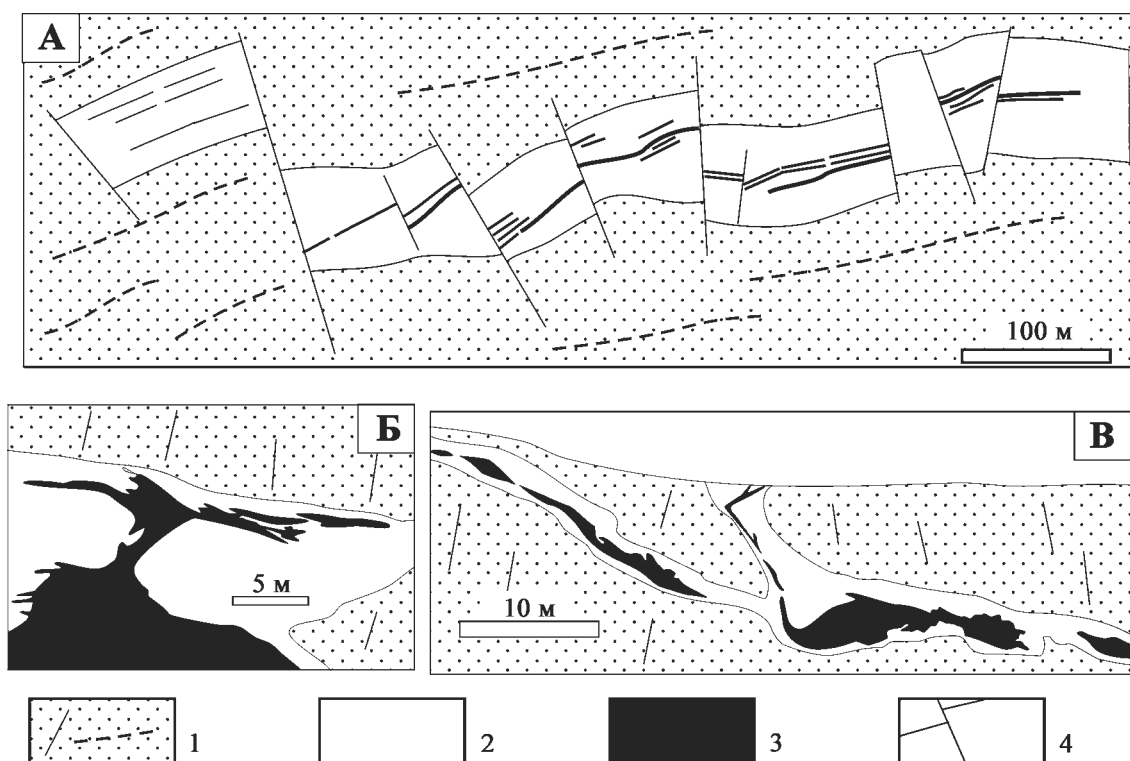


Рис. 5.20. Структурные соотношения хромитовых руд и вмещающих пород в полосчатых (А) и сетчатых (Б и В) дунит-гарцбургитовых комплексах альпинотипных массивов

А — месторождение Малый Башарт (Южный Крака), в плане; Б и В — детали строения месторождения VI-Геофизическое (Главное рудное поле Кемпирсайского массива), в разрезе (по Г.Г. Кравченко [1969])

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты с элементами полосчатости, 2 — дуниты, 3 — хромиты, 4 — разрывные нарушения

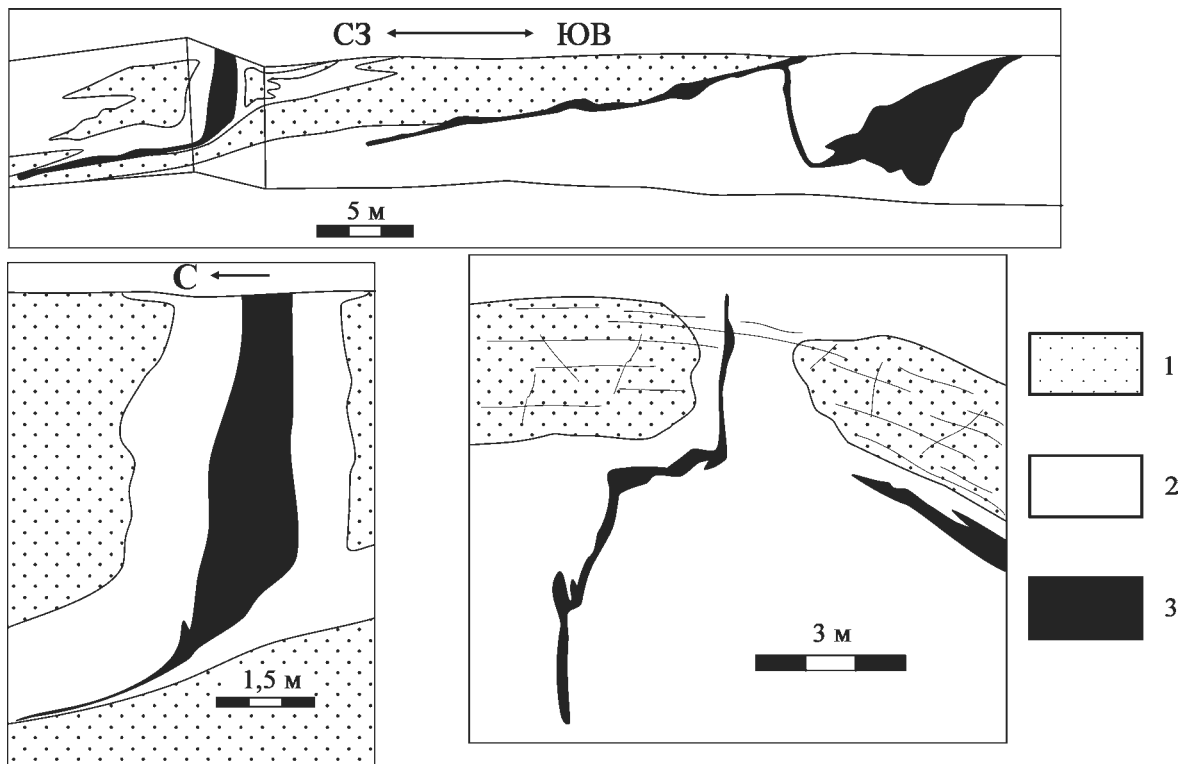


Рис. 5.21. Детали строения рудных тел на месторождениях Главного рудного поля Кемпирсайского массива, по Г.Г. Кравченко [1969]

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты и пироксеновые дуниты, 2 — дуниты, 3 — хромиты

и Нуралинском (Западно-Шерамбайское и др.) [Знаменский и др., 1996; Смирнов, 1995].

Рассмотренные типы хромитопроявлений (кроме *VI muna*) не являются обособленными, образующимися в результате какого-то определенного процесса или в какой-то конкретной геодинамической обстановке. Между выделенными типами хромитопроявлений существуют постепенные переходы. Все они являются «ступенями» одной эволюционной «лестницы», развитие которой контролируется двумя процессами: деплетированием мантийного субстрата и интенсивностью тектонического течения рестита.

Основываясь на предложенной в предыдущих разделах модели, можно схематически представить эволюцию процессов хромитообразования следующим образом (рис. 5.22). На ранних ее этапах при ведущем значении процессов деплетирования и незначительно проявленном пластическом течении рестита образуются небольшие тела хромитов, относящиеся к типам I, IIa, V (в реститовом дунит-перидотитовом комплексе) и VI (в магматическом габброидном комплексе).

На следующей стадии более значительную роль начинают играть процессы твердо-пластического течения рестита и его метаморфогенной дифференциации. В это время на месте рудных тел типа I могут образоваться жильные тела более богатых руд типа IIIa, а на месте рассеянного ору-

денения в дунитах вблизи крупных магматических камер — месторождения совмещенных богатых и бедных руд (тип IIб). На этой же стадии, вероятно, происходит тектоно-метаморфическая мобилизация акцессорных хромшпинелидов гарцбургитов с образованием месторождений глиноземистых руд (тип IIIб).

Следующий этап связан с наиболее интенсивным течением рестита на верхнемантийном уровне в условиях высоких дифференциальных напряжений, при участии флюидной фазы, которая являлась катализатором процесса дальнейшего роста концентрации оруденения. Данную стадию можно назвать «кульминационной», поскольку именно в это время формируются уникальные месторождения, включающие в себя многочисленные сросшиеся рудные тела, образованные на более ранних стадиях (типы III, IIб и, возможно, IIIб). Для реализации данной стадии необходимо совпадение многих частных условий (оптимальных значений общего давления и температуры, длительности процесса, подготовленности субстрата — степени деплетирования, наличия «элементарных рудных тел и зон», небольших расстояний между ними и т. д.) и поэтому в природе она реализуется очень редко. Чаще всего на современном эрозионном срезе можно наблюдать месторождения, образование которых было связано с двумя предыдущими стадиями.

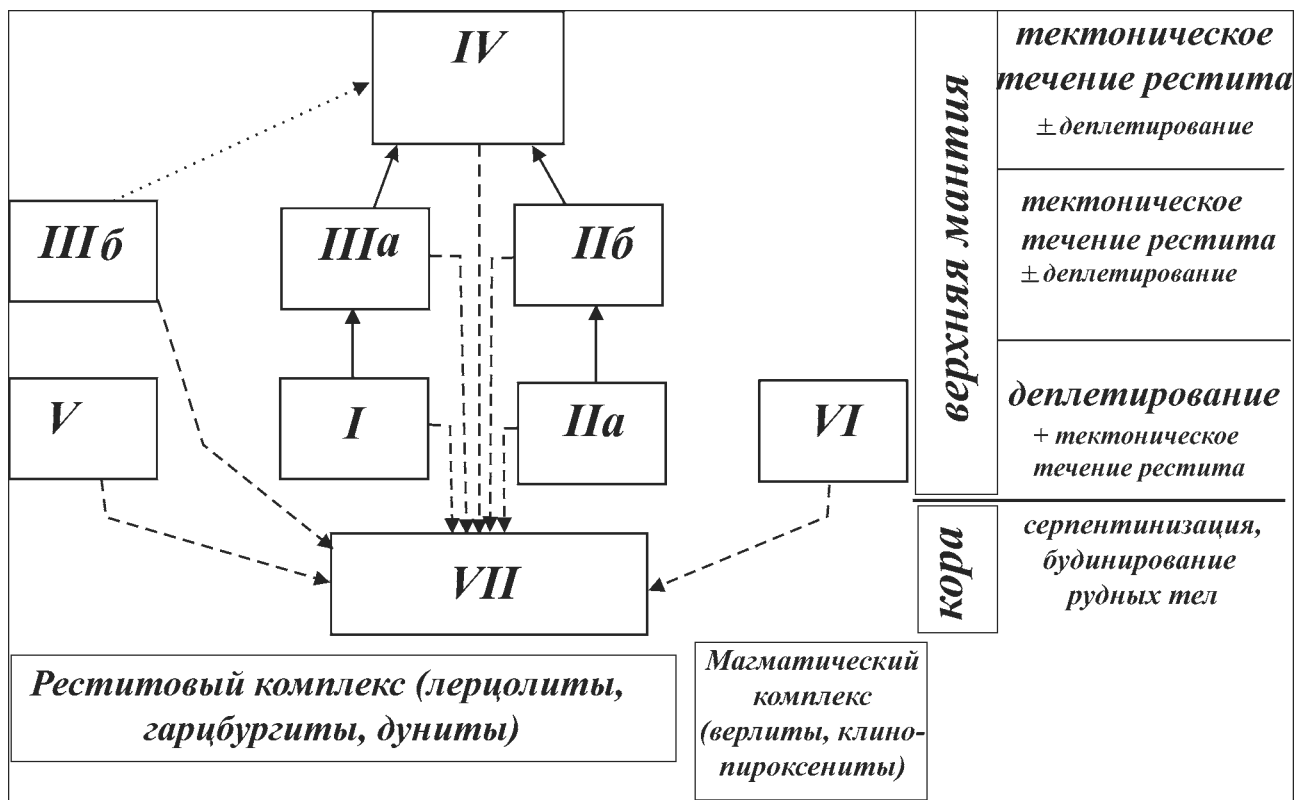


Рис. 5.22. Схема эволюции хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах

Этап преобразования месторождений в коровых условиях проявлен практически на всех объектах, но с различной интенсивностью. К VII типу месторождений следует относить те, первичная природа которых полностью затухивана наложенными процессами (значительные изменения претерпели морфология тел, вещественный состав руд и вмещающих гипербазитов). Как правило, рудные тела таких месторождений имеют вид будин различной морфологии: линз и их комбинаций, эллипсоидов, веретенообразных тел и т. д. Они бывают

окружены интенсивно перемьятыми серпентинитами неясной природы, часто отделяются от последних маломощными оторочками из гидротермально-измененных ультрабазитов (хлоритовыми, вермикулитовыми и т. д.). Данный тип хромитопроявлений является самым распространенным в пределах Главного гипербазитового пояса Южного Урала и в массивах Восточного склона. Месторождения этого типа широко представлены на массивах Верблюжье-горском, Татищевском, Варшавском, Таловском, Юлдашевском, Калканском и многих других.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Массивы альпинотипных гипербазитов Южного Урала представляют собой блоки верхней мантии, выведенные в верхние части земной коры в результате коллизионных процессов. Внедрение ультрабазитов в холодном состоянии сопровождалось образованием по их периферии серпентинитовой оторочки (зон меланжа).

Выделяется три типа массивов: а) изометричные и слегка вытянутые в плане тела, сложенные преимущественно серпентинизированными первичными гипербазитами (лерцолитами, гарцбургитами и дунитами), в которых хорошо сохранились реликтовые текстуры и структуры мантийного этапа; б) сильно вытянутые линзовидные тела серпентинитов, сохранившие «сплошность», но редко обнаруживающие псевдоморфное строение; в) зоны полимиктового серпентинитового меланжа, в которых рассланцованные серпентиниты представляют собой цемент.

В структуре Южного Урала ультрабазиты образуют несколько параллельных поясов субмеридионального простирания. Наиболее хорошо выраженным и непрерывным является Главный гипербазитовый пояс, трассирующий сутурный шов, разделяющий палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы Урала. Другие пояса менее отчетливо выражены и прерывисты, они либо протягиваются вдоль границ структурно-формационных зон, либо залегают внутри них.

Геолого-петрографическая и петрогеохимическая зональность, наблюдаемая в расположении массивов, обусловлена первичными и вторичными факторами: а) геодинамическими обстановками, в которых протекала высокотемпературная эволюция ультрамафитов в верхней мантии и б) различными Р-Т условиями преобразования пород в условиях земной коры.

Основным «первичным геохимическим критерием», позволяющим разделять ультрабазиты и предположительно идентифицировать их с определенными геодинамическими обстановками, является степень их деплетирования или обеднения легкоплавкими компонентами (кальцием, алюминием, легкими РЗЭ и т. д.). Одним из важных ее показателей служит величина отношения $Cr/(Cr + Al)$ в аксессуарном хромшпинелиде из перидотитов.

Наименее деплетированными на Южном Урале являются массивы Крака, представляющие

собой фрагмент мантийного субстрата континентально-рифтогенной структуры. К слабодеплетированным относится ряд массивов западной части Главного гипербазитового пояса (Нуралинский, Миндякский, Абзаковский) и Катралинский массив Сакмарской зоны. По-видимому, высокотемпературная (мантийная) эволюция их завершилась при переходе от континентально-рифтогенной структуры к спрединговой. По петрохимическим показателям все выше названные массивы относятся к лерцолитовому типу.

Большая группа гипербазитовых массивов Южного Урала обладает умеренной и высокой степенью деплетированности. По петрохимическим характеристикам все они относятся к гарцбургитовому типу (Кемпирсайский, Халиловский, Хабарнинский, Байгускаровский, Калканский, Присакмарский, Травниковский, Куликовский, Казбаевский, Верблюжьегорский, Варшавский и др.). По ряду геологических и петрогеохимических признаков массивы Главного гипербазитового пояса сопоставимы с реститами срединно-океанических хребтов и глубоководных желобов, а в поясах восточного склона Южного Урала, скорее всего, совмещены ультрабазиты, образованные в надсубдукционной обстановке и в областях задугового спрединга. Повышенная железистость ультрабазитов отмечена в меридиональном поясе, простирающемся вдоль восточной границы Магнитогорской мегазоны. Она обусловлена наличием здесь массивов дунит-пироксенит-габбровой формации, формирование которых связано с островодужной обстановкой.

Интенсивность серпентинизации ультрабазитов увеличивается с запада на восток. В реститах Медногорско-Кракинского пояса преимущественно проявлена петельчатая серпентинизация с образованием α -лизардита, более высокие ступени метаморфизма проявлены локально. Гипербазиты Главного пояса подвержены α - и β -лизардитизации и хризотилизации. На восточном склоне Южного Урала практически все массивы ультрабазитов сложены антигоритовыми серпентинитами. Зональность вторичных преобразований гипербазитов связана с различными термодинамическими условиями, проявившимися в рассмотренных структурно-формационных зонах на этапах субдукции и коллизии. Наиболее «жесткие» условия были характерны для восточных районов, что обус-

ловлено восточным падением зоны субдукции, термическим воздействием расплавов среднего и кислого состава, а также проявлением аккреционных процессов при столкновениях дуга — микроконтинент, континент — континент. В западной части Южного Урала наблюдалось лишь «отражение» этих событий. Исключение составляют ультрабазиты зоны Уралтау, для которых характерно широкое распространение антигоритовых серпентинитов. Образование их связано с мощным импульсом сжатия при коллизии.

Гипербазитовые массивы Южного Урала обладают различной продуктивностью на хромитовое оруденение. Наибольшие запасы хромитов сосредоточены в юго-западной части территории (Кемпирсайский массив), менее значительные месторождения известны в пределах Джабыкской площади (Верблюжьегорский, Варшавский, Татищевский массивы). Многочисленная группа массивов включает небольшие месторождения и рудопоявления (Хабарнинский, Халиловский, Крака, Нуралинский, Таловский, Кысыкульский, Калканский, Юлдашевский, Куликовский). На некоторых массивах хромитовые объекты практически отсутствуют (Присакмарский, Байгускаровский, Ишкининский, Миндякский, Абзаковский).

Хромитовые месторождения альпинотипной формации образуются в условиях верхней мантии и затем претерпевают метаморфизм в коровых условиях. Морфология рудных тел в процессе преобразования изменяется от простых форм (прерывистые пласты, плоские линзы) к сложным (комбинированные линзы, столбы и «древовидные тела»). Одновременно с усложнением морфологии растут размеры рудных тел и густота вкрапленности.

Проведенный анализ закономерностей строения гипербазитовых массивов и ассоциирующихся с ними габброидов, рудоносных зон и внутренних особенностей месторождений хромитов показал, что альпинотипные гипербазиты на отрезке своей мантийной истории представляли собой систему, способную изменять структуру и, в меньшей степени, вещественное наполнение при изменении внешних условий без заметного привноса материала извне. Образование месторождений хромитов в альпинотипных гипербазитах связано с прогрессирующим деплетированием мантийного источника и происходящим одновременно с ним тектоническим течением рестита. Последнее обусловлено реакцией тугоплавкого остатка на уменьшение объема при удалении расплава, а также общим восходящим движением мантийного вещества при декомпрессии. При таком взгляде на процесс рудообразования отпадает необходимость в привлечении гипотетических механизмов мантийного метасоматоза, снимаются вопросы о многофазных внедрениях рудно-силикатной магмы и ликвации. Эволюционная направленность процесса подтверж-

дается постепенным изменением структуры и вещественного состава хромитопроявлений в сходных геологических условиях, но при различных значениях рудообразующих факторов (стресса, степени деплетирования и т. д.).

Таким образом, можно указать два основных фактора, приводящих к образованию рудных скоплений. Один из них — частичное плавление мантийных перидотитов, в результате которого происходит мобилизация хрома из силикатной формы (пироксенов) в окисную (хромшпинелид). Второй фактор — метаморфическая дифференциация гипербазитов в ходе вязко-пластического течения. Она ответственна за концентрацию новообразованных рудных минералов в индивидуализированные тела. Реализация реститово-метаморфогенного механизма хромитообразования начинается, вероятно, в самые ранние фазы континентального рифтогенеза и прогрессирует с развитием «цикла Уилсона». В рифтогенных обстановках происходит накопление основной массы рудного вещества и образование линейных тел вкрапленных хромитов, а в результате смены геодинамического режима, в обстановке сжатия, максимально проявляется его метаморфическое перераспределение и формируются «нелинейные» тела богатых руд.

Преобразование рудных тел в коровых условиях включает в себя их деформирование и изменение состава рудообразующего хромшпинелида. Месторождения, прошедшие данный этап эволюции, количественно преобладают на Южном Урале, особенно часто они встречаются в массивах восточного склона и Главного гипербазитового пояса. Рудные тела таких объектов, как правило, имеют вид будин, вмещающие породы представлены рассланцованными серпентинитами, а рудообразующие хромшпинелиды характеризуются повышенными содержаниями окисного железа.

Изложенная выше модель хромитообразования в ультрабазитах складчатых поясов является качественной, она лишь отвечает на вопрос: каким образом возможно образование наблюдаемых форм рудных тел, их текстур и структур, соотношений хромитов с вмещающими породами. Для построения количественной модели необходимо решить многие другие более сложные задачи. Мы попытались сформулировать некоторые из них.

В теоретическом плане необходимы: 1) апробация реститово-метаморфогенной гипотезы путем проведения экспериментов на эквивалентных материалах; 2) проверка высказанных предположений теоретическими методами (расчет критериев подобия для процессов течения ледников, коровых и мантийных тектонитов); 3) выяснение механизма образования нодулярных руд; 4) установление причин более высокой пластичности оливина по сравнению с ромбическим пироксеном.

В практическом плане предстоит решить поисковую задачу, которая включает в себя следующие составляющие: 1) разработку структурных поисковых критериев (в макроскопическом масштабе это анализ структурных рисунков известных рудных полей и сравнение их со строением массивов, где промышленных объектов не выявлено; в микроскопическом — выявление закономернос-

тей распространения пород с определенными наборами микроструктур в околорудных толщах известных рудных полей и поиск аналогичных в новых районах); 2) определение на основе моделирования и исследования известных месторождений наиболее благоприятных Р-Т условий для формирования промышленного оруденения и поиск аналогий в новых районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.** Офиолиты силура Сакмарской и Орь-Илецкой зон Мугоджар // Труды / Ин-т геол. наук КазССР. Алма-Ата: Наука, 1975. С. 39–74.
- Агамиров Л.В.** Сопrotивление материалов: Краткий курс для студентов вузов. М.: АСТ Астрель, 2003. 256 с.
- Ажгирей Г.Д.** Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 493 с.
- Алексеев А.А.** Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. М.: Наука, 1976. 170 с.
- Алексеев А.А., Волошин В.Л.** Магматизм зоны Уралтау. Магматизм и эндогенная металлогения Западного склона Южного Урала. Уфа, 1973. С. 55–65.
- Алимов В.Ю.** Механизм дифференциации вещества при сдвиговых деформациях зернистых сред (в приложении к хромитообразованию) // Ежегодник–93 / ИГиГ УрО РАН. Свердловск, 1994. С. 64–65.
- Альпинотипные гипербазиты Урала: Препринт / *К.К. Золоев, И.С. Чашухин и др.* Свердловск, 1985. 66 с.
- Асатрян Х.О., Соболев Г.А.** Образование иерархической структуры разрывов при деформировании высокопластичного материала // Физика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1991. С. 138–142.
- Базылев Б.А., Каменецкий В.С.** Происхождение перидотитов офиолитового комплекса острова Маккуори, юго-западная часть Тихого океана // Петрология. 1998. Т. 6, № 4. С. 363–380.
- Бакиров А.Г.** О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского массива // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 325–330.
- Баков Е.К.** Закономерности движения и динамики ледников Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 157 с.
- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Бачин А.П.** Строение Кемпирсайского ультрабазитового массива и перспективы поисков хромитов в свете новых геофизических данных // Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, 1966. С. 179–182.
- Белевцев Я.Н., Вайло А.В., Ветренников В.В. и др.** Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР // Структуры месторождений и рудных районов / *Отв. ред. Н.П. Гречишников.* Киев: Наукова думка, 1989. 156 с.
- Белковский А.И., Холоднов В.В., Локтина И.Н.** О геохимической специализации ультрамафитов и эклогитов Уфалейского метаморфического блока // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 85–97.
- Белоусов В.В.** Тектонические разрывы, их типы и механизмы образования // Труды / Ин-т геофизики АН СССР, 1952. № 17. 147 с.
- Белоусов В.В.** Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
- Берзон Р.О.** Золотоносность гипербазитов. М.: ВИЭМС, 1983. 47 с.
- Бетехтин А.Г.** Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще // Хромиты СССР. Т. 1. М.; Л.: Наука, 1937. С. 7–156.
- Бетехтин А.Г.** Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале // Хромиты СССР. Т. 2. М.; Л.: Наука, 1940. С. 285–340.
- Бетехтин А.Г., Кашин С.А.** Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале / Хромиты СССР. Т. 1. М.; Л.: Наука, 1937. С. 157–246.
- Бочкарёв В.В., Иванов К.С.** Палеотектоническая позиция калиевых субшелочных магматитов Сакмарской зоны // Ежегодник–1992 / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 40–44.
- Бочкарёв В.В., Язева Р.Г.** Субшелочной вулканизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
- Бродская Р.Л., Бильская И.В., Кобзева Ю.В., Ляхницкая В.Д.** Типоморфные особенности строения минеральных агрегатов ультрамафитов и механизм концентрации в них хромшпинелидов // Записки ВМО. 2003. № 4. С. 18–38.
- Бучковский Э.С.** Основные черты сульфидной рудоносности ультраосновных массивов восточного склона Южного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 2. Свердловск, 1960. С. 94–105.
- Варлаков А.С.** Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978а. С. 63–82.
- Варлаков А.С.** Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978б. 240 с.
- Варлаков А.С.** Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, 1986. 224 с.
- Варлаков А.С.** Рифтогенные офиолиты, метаморфизм гипербазитов и строение Вишневогорско-Ильменогорского комплекса. Миасс, 1995. 65 с.
- Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблев Г.Г., Муркин В.П.** Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса (Южный Урал). Миасс, 1998. 195 с.
- Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожевников К.Е. и др.** Уральские месторождения хромита // Труды / ВИМС, 1936. Вып. 85. 240 с.
- Воллосович Н.Н.** Метаморфизм железистых кварцитов и гнейсов нижнего архея Алданского щита. Владивосток, 1988. 110 с.
- Геологический словарь: В 2 т. / *Под ред. К.Н. Паффенгольца.* М.: Недра, 1973. Т.1. 486 с.
- Геология дна Филиппинского моря / *Под ред. акад. А.В. Лейве.* М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геолого-геохимические исследования на горе Верблужей / *Г.А. Соколов, С.А. Вахромеев, С.А. Кашин, Н.Д. Сиднева.* М.: Изд-во СОПС АН, 1936, 115 с.
- Гзовский М.В.** Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Годлевский М.Н., Эдельштейн И.И., Ильвицкий М.М.** Распределение петрогенных компонентов в гипербазитах на Южном Урале // Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород. М.: Наука, 1976. С. 8–20.
- Гончаренко А.И.** Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.** Введение в тектонофизику. М.: Изд-во КДУ, 2005. 496 с.
- Горяинов П.М., Балабонин Н.Л.** Структурно-вещественные парагенезисы железных руд докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1988. 144 с.
- Грицук А.Н.** Петрология и рудоносность габбро-гипербазитовых комплексов северной части Южного Урала: Дис. ... канд.геол.-мин. наук. М., 2002. 124 с.

- Гросвальд М.Г., Псарёва Т.В.** Метаморфизм льда // Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. С. 258–270.
- Делицин И.С.** Некоторые особенности механизма образования структур будинажа в кварцево-диопсидовых породах юго-западного Прибайкалья // Труды / ИГЕМ АН СССР, 1961. Вып. 41. С. 106–119.
- Делицин И.С., Розанов Ю.А.** Экспериментальные данные по получению пластической деформации в кварците // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 7. С. 103–109.
- Денисова Е.А.** Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 382–387.
- Денисова Е.А.** Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Южного Урала // Геотектоника. 1989. № 4. С. 52–62.
- Денисова Е.А.** Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с дерцолитовым типом разреза // Геотектоника. 1990а. № 2. С. 14–27.
- Денисова Е.А.** Структура ультраосновного массива Южный Крак (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 45–63.
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.** Платинометалльные месторождения России. СПб: Наука, 2000. 755 с.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.** Ледники. Природа мира. М.: Мысль, 1989. 449 с.
- Дунаев А.Ю., Зайков В.В.** Хромшпинелиды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения в ультрамафитах Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. 110 с.
- Дунаев А.Ю., Симонов В.А., Ковязин С.В.** Расплавные включения в хромшпинелидах Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов — 2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 183–187.
- Ефимов А.А.** Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г.** Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Наука, 1985. 511 с.
- Заварицкий А.Н.** О фузивных магматических месторождениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 4. С. 756–785.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю.** Кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Литосфера. 2005. № 3. С. 73–98.
- Зайков В.В., Випфлер Э., Беккер К., Бушман Б.** Пирротиновые и золото-арсенипиритовые руды Ишкининского месторождения (Главный Уральский разлом) // Металлогения древних и современных океанов — 1999. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 92–95.
- Знаменский С.Е., Даниленко С.А., Ковалёв С.Г., Сначёв В.И.** Генетические типы и платиноносность хромитов Нуралинского габбро-гипербазитового массива (Ю. Урал) // Познание и сбережение недр РБ. Уфа, 1996. С. 33–34.
- Золоев К.К.** Базит-гипербазитовый магматизм Урала и сопряженное с ним оруденение // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург, 2004. С. 110–114.
- Золоев К.К.** Офиолиты, тектогенез и рудообразование подвижных поясов Земли // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург, 2007. С. 520–529.
- Иванов К.С., Пучков В.Н.** Геология Сакмарской зоны (новые данные): Препринт. Свердловск, 1984. 86 с.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.** Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Илларионов А.А.** Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1965. 164 с.
- Кадик А.А.** Флюиды литосферы как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 19–46.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В.** Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 347 с.
- Казаков А.Н.** Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
- Казанцева Т.Т.** Геологическое строение северной части Зилаирского синклинория Южного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук / ГИН АН СССР. М. 1970. 21 с.
- Казанцева Т.Т.** Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука. 1987. 169 с.
- Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.** Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Ю. Урала // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 5. С. 1077–1080.
- Камалетдинов М.А.** Основные особенности тектоники западного склона Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук / ГИН АН СССР. М. 1972. 45 с.
- Камалетдинов М.А.** Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.** Структурное положение офиолитовых комплексов Урала и других складчатых областей // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 53–58.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.** Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.
- Кашин С.А.** Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале) // Хромиты СССР. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 251–338.
- Кашин С.А., Фёдоров В.Л.** Хромитовые месторождения Хабаровинского ультраосновного массива // Хромиты СССР. Т. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 199–285.
- Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Патхан М.Т., Рудник Г.Б.** Гипербазитовый массив Южный Крак (Южный Урал) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 1976. № 6. С. 59–68.
- Ключихин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В.** Геология и петрохимия гипербазитовых массивов Крака (Ю. Урал) // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973. С. 129–138.
- Книппер А.Л.** Породы мантии на поверхности Земли // Природа. 1969. № 7. С. 41–48.
- Книппер А.Л., Савельева Г.Н., Шараськин А.Я.** Проблемы классификации офиолитов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 250–283.
- Ковалёв С.Г., Салихов Д.Н.** Полезные ископаемые Республики Башкортостан (Хромитовые руды). Уфа, 2000. 207 с.
- Ковалёв С.Г., Сначёв В.И.** Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). Уфа, 1998. 104 с.
- Колман Р.Г.** Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Колотилов Л.И., Казанцев М.М., Рацбаум Е.И.** Структурно-морфологическая зональность рудных узлов Южно-Кемпирсайского хромитового района, ее поисковое и оценочное значение // Геология, металлогения и вещественный состав руд черных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1979. С. 64–70.

- Кориневский В.Г.** Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник—1970 / ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971. С. 16—19.
- Кориневский В.Г.** Нижнеордовикский вулканогенный комплекс на юге западного склона Южного Урала // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 77—90.
- Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Парначёв В.П. и др.** Офиолиты Южного Урала: Препринт. Свердловск, 1985. 80 с.
- Коротеев В.А., Сазонов В.Н.** Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург, 2005. 259 с.
- Кравченко Г.Г.** Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.
- Кравченко Г.Г.** О синкристаллизационных перемещениях хромитов в ультрабазитовых массивах // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971. С. 251—256.
- Кравченко Г.Г.** Морфоструктурные особенности хромитовых месторождений как критерий их генезиса // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 78—82.
- Кравченко Г.Г.** Особенности структуры ультрабазитовых и хромитовых тел и условия их формирования // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 79—105.
- Кравченко Г.Г.** Влияние тектоники на размещение и залегание в ультрабазитах хромитовых рудных тел // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Сыктывкар, 2005. С. 181—182.
- Кузьмин М.И.** Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
- Кутюлин В.А.** Перекристаллизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 17—22.
- Лазько Е.Е., Шарков Е.В., Богатиков О.А.** Мантийные субстраты, их геохимическая типизация и роль в образовании подкорковых магм // Геохимия. 1993. № 2. С. 165—189.
- Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А.** Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале // Хромиты СССР. Т. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 5—199.
- Лукьянов А.В.** Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—146. (Труды / Геол. ин-т РАН; Вып. 343).
- Лукьянов А.В.** Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Магматические горные породы (классификация, номенклатура, петрография) / *Отв. ред. В.И. Гоньшакова.* М.: Наука, 1983. 365 с.
- Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы / *Под ред. Е.В. Шаркова.* М.: Наука, 1985. 488 с.
- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные горные породы / *Под ред. Е.В. Шаркова.* М.: Наука, 1988. 508 с.
- Магматические рудные месторождения / Перевод с англ. / *Под ред. В.И. Смирнова.* М.: Недра, 1973. 208 с.
- Маегов В.И., Никитин И.И.** О происхождении линейно-полосчатых текстур в хромитовых рудах на Хабарнинском массиве // Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. Челябинск, 1972. С. 121—124.
- Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И.** Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
- Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К.** Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар, 1985. 152 с.
- Малахов И.А.** Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. 234 с.
- Малахов И.А.** Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 292 с.
- Маракушев А.А.** Вопросы рудоносности гипербазитов // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979. С. 3—23.
- Маракушев А.А.** Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
- Маракушев А.А.** Положение платиновых металлов в системе экстремальных состояний элементов и формационные типы их месторождений // Платина России. М.: АО «Геоинформмарк», 1994а. С. 206—229.
- Маракушев А.А.** Происхождение месторождений платиновых металлов и их экспериментальное моделирование // Платина России. М.: АО «Геоинформмарк», 1994б. С. 49—64.
- Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В.** Руды Ишкининского кобальт-медно-колчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 122 с.
- Месторождения хризотил-асбеста СССР / *Под ред. П.М. Татаринова и В.Р. Артемова.* М.: Недра, 1967. 512 с.
- Методика геологического картирования метаморфических комплексов / *Под ред. В.А. Николаева.* М.: Недра, 1957. 451 с.
- Минералогическая энциклопедия / Перевод с англ. / *Под ред. К. Фрея.* Л.: Недра, 1985. 512 с.
- Москалёва С.В.** О генезисе некоторых гипербазитов Урала // Докл. АН СССР. 1958. Т. 123, № 1. С. 148—152.
- Москалёва С.В.** О возрасте и структуре массива Крака на Ю. Урале // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127, № 1. С. 170—172.
- Москалёва С.В.** Гипербазиты Урала и их хромитоносность: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л. 1972. 51 с.
- Москалёва С.В.** Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Непомнящих А.А.** Изучение формы и размеров Кемпирсайского ультраосновного массива // Сов. геология. 1959. № 9. С. 112—123.
- Непомнящих А.А.** Интерпретация геофизических аномалий. Л.: Недра, 1964. 320 с.
- Никитин И.И., Степанов А.П., Синельников В.Ф.** Асбесты и талькиты в гипербазитах Оренбургского Урала // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 18—29.
- Никитин И.И., Полуэктов А.Т.** Хабарнинский ультраосновной массив // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Ю. Урала. Вып. 21. Уфа, 1973. С. 66—75.
- Огарин И.И., Сенченко Г.С.** Криптоэвгеосинклиальная зона на Южном Урале // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 41—53.
- Ожиганов Д.Г.** Геология хребта Уралтау и района перидотитового массива Южного Крака // Труды / Баш. ТГУ, 1941. Вып. 12. 103 с.
- Ожиганов Д.Г.** Геология района массивов Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение // Тектоника Урала. М.: Наука, 1974. С. 242—250.
- Павлов Н.В.** Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. М., 1949. 88 с. (Труды / Ин-т геол. наук. Сер. руд. месторожд., Вып. 103, № 3).
- Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И.** Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 200 с.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И.** Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1978. С. 172—224.

- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В.** Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 5–78.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.** Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.
- Павлов Н.В., Соколов Г.А.** Некоторые закономерности размещения хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном плутоне, включая скрытые рудные тела // Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 93–106.
- Паланджян С.А.** Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
- Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г.** Петрохимические типы и геотектоническая позиция перидотитов офиолитовых ассоциаций // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 52–70.
- Панеях Н.А.** Эволюция состава шпинели в гипербазитах // Минер. журнал. 1984. Т. 6, № 1. С. 38–52.
- Патхан М.Т.** Петрология ультраосновного массива Южный Крака (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / МГУ. М. 1971. 23 с.
- Пейве А.А.** Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с.
- Пейве А.А., Бонатти Э.** Перидотиты разломных зон Буве и Конрад (Южная Атлантика) // Докл. РАН. 1999. Т. 367, № 6. С. 788–791.
- Пейве А.В.** Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
- Перевозчиков Б.В.** Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах. М.: Геоинформмарк, 1995. 47 с.
- Перевозчиков Б.В.** Особенности изучения хромитоносности альпинотипных гипербазитов. М.: Геоинформмарк, 1998. 47 с.
- Перевозчиков Б.В.** Генетическая классификация хромитовых месторождений // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 271–275.
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н.** Диабазовые комплексы и проблема тектонической расслоенности океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–104 (Труды / Геол. ин-т РАН; Вып. 343).
- Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л.** Железонасыщенный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. М.: Наука, 1988. 237 с.
- Петрология постгарибургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Ю. Урал) / П.А. Балыкин, Э.Г. Конников, А.П. Кривенко, Ф.П. Леснов, В.В. Лететьюха, Т.И. Литвинова, Е.В. Пушкарёв, Г.Б. Ферштатер. Свердловск, 1991. 160 с.
- Петрохимия магматических формаций: Справочное пособие / Д.М. Орлов, Г.Н. Липнер, М.П. Орлова, Л.В. Смелова. Л.: Недра, 1991. 299 с.
- Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / Под ред. Т.А.Смирновой, В.И.Сегаловича. М.: Недра, 1987. 166 с.
- Попов В.И., Попова В.А., Клочков И.К.** Хромиты Таловского массива // Уральский минералогический сборник. Екатеринбург, 1994. С. 124–130.
- Породообразующие пироксены / Н.Л. Добрецов, Ю.Н. Кочкин, А.П. Кривенко, В.А. Кутюлин. М.: Наука, 1971. 454 с.
- Прокин В.А.** Закономерности размещения колчеданных месторождений на Ю. Урале. М.: Недра, 1977, 176 с.
- Пуарье Ж.-П.** Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988. 287 с.
- Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000, 146 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С.** Гранатовые пироксениты массивов Крака // Метаморфические комплексы Урала. Свердловск, 1982. С. 27–29.
- Пушкарёв Е.В.** Истощенные лерцолиты Хабарнинского массива на Южном Урале // Ежегодник–1997 / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 109–111.
- Пушкарёв Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф.** Геохимия РЗЭ как критерий принадлежности Восточно-Хабарнинского комплекса к гипербазит-габбровым ассоциациям платиноносного типа // Ежегодник–1995 / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 90–93.
- Пушкарёв Е.В., Хазова Н.А.** Комплекс параллельных даек Хабарнинского массива: спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник–1990. Свердловск, 1991. С. 40–43.
- Радченко В.В., Клочихин А.В.** Структурно-тектоническое положение района гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал) // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 232–241.
- Разумовский А.А., Астраханцев О.В.** Структурные особенности дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Хабарнинского массива // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 179–213 (Труды / Геол. ин-т РАН; Вып. 561).
- Реестр хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах Урала / Под ред. Б.В.Перевозчикова. Пермь, 2000. 474 с.
- Рингвуд А.Е.** Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.
- Родионов В.В.** Некоторые особенности распределения никеля и размещение никелевых месторождений в Кемпирсайском массиве ультрабазитов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, 1966. С. 193–201.
- Рудник Г.Б.** Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68–100.
- Руженцев С.В.** Тектоническое положение и внутренняя структура Сакмарской зоны Урала // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 114–121.
- Руженцев С.В.** Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 167 с. (Труды / Геол. ин-т АН СССР; Вып. 283).
- Русин И.А.** Особенности состава минералов перидотитов массива Нуралы // Ежегодник–1997 / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 111–115.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А. и др.** Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа, 2002. 266 с.
- Рябчиков И.Д.** Летучие компоненты в источнике мантийных плюмов // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 9–19.
- Савельев А.А.** Хромиты Войкаро-Сыньинского массива // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 63–77.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н.** Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.
- Савельев Д.Е.** Петрогеохимические особенности и рудоносность габбро-гипербазитового массива Средний Крака: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / МГУ. М. 2000. 27 с.

Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Романовская М.А. Геохимические особенности полосчатого комплекса гипербазитов Южного Урала (на примере массива Средний Крака) // Вестник МГУ. 2000. № 6. С. 32–40.

Савельев Д.Е., Савельева Е.Н. Новые данные по геологии «габброидного» комплекса массива Средний Крака // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий: Мат-лы / 4-я Респуб. геол. конф. Уфа, 2001. Т. 1. С. 186–192.

Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Савельева Е.Н. Хромитонность южной части массива Средний Крака (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2002. Формирование и освоение месторожд. в офиолитовых зонах: Мат-лы / 8-я научн. студен. школа. Миасс, 2002. С. 112–117.

Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Савельева Е.Н. Геологическое строение и хромитопоявления Апшакской площади (массив Южный Крака, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2004. Достижения на рубеже веков: Мат-лы / 10-я научн. студенч. школа. Миасс, 2004. С. 112–116.

Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Савельева Е.Н. Геологическое строение и хромитонность Ключевской площади (массив Средний Крака, Ю.Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах: Мат-лы / 11-я научн. студенч. школа. Миасс, 2005. Т. 2. С. 114–117.

Савельев Д.Е., Шиянова А.А., Савельева Е.Н. Геологическое строение и хромитонность Мало-Башартовской площади (Южный Крака, Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах: Мат-лы / 11-я научн. студенч. школа. Миасс, 2005. Т. 2. С. 117–119.

Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Бажин Е.А., Шиянова А.А. Аксессуары и рудные хромшпинелиды массивов Крака // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Мат-лы / 6-я Межрег. науч.-практ. конф. Уфа, 2006а. С. 120–125.

Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначёв В.И., Романовская М.А. К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестник МГУ. 2006б. № 6. С. 3–8.

Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Сначёв А.В., Романовская М.А. Геолого-геохимическая зональность базит-гипербазитового магматизма Южного Урала // Вестник МГУ. 2006в. № 1. С. 27–33.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Савельева Г.Н., Денисова Е.Е. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 2. С. 42–57.

Савельева Г.Н., Денисова Е.Е. Структура и петрология ультраосновного массива Средний Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1985. № 4. С. 33–68.

Савельева Г.Н., Карпова Г.В., Степанов С.С. Минеральные парагенезисы гарцбургитов юго-восточной части Кемпирсайского массива на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 34–41.

Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 115–132.

Савельева Г.Н., Савельев А.А. Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала // Геотектоника. 1991. № 3. С. 47–58.

Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др. Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной

Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93–118 (Труды / Геол. ин-т РАН; Вып. 500).

Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника. 1980. № 3. С. 16–27.

Савельева Е.Н. Хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Крака: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2007. 156 с.

Самсонов Г.П., Бачин А.П. Геолого-структурная позиция и хромитонность Кемпирсайского ультрабазитового массива // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск, 1988. С. 75–89.

Сегалович В.И. О строении Кемпирсайского ультраосновного массива // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198, № 1. С. 178–181.

Сегалович В.И. Тектоника Кемпирсайского ультраосновного массива // Вопросы рудной геофизики в Казахстане. Алма-Ата, 1973. С. 13–33.

Семёнов И.В. Составы РЗЭ в габбро океанической спрединговой структуры Урала как индикаторы их генезиса // Ежегодник–1997 / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 164–170.

Сенченко Г.С. Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 172 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.

Серавкин И.Б., Родичева З.И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс: Препринт. Уфа, 1990. 52 с.

Серебряный Л.Р., Орлов А.В. Тянь-Шань глазами гляциолога. М.: Наука, 1988. 144 с.

Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13–17°с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6, № 4. С. 381–421.

Симонов В.А. Влияние флюидных компонентов на магматические системы океанических «горячих точек» // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 260–274.

Симонов В.А., Салихов Д.Н., Ковязин С.В., Дунаев А.Ю. Особенности кристаллизации хромитовых руд Верхне-Убалинского месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 140–145.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.

Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского гипербазитового массива и связанное с ним платиноидное оруденение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / ИГиГ Ур РАН. Екатеринбург, 1995. 18 с.

Смирнова Т.А., Смирнов Ю.В. Промышленные типы хромитовых руд // Руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М., 1982. С. 56–66.

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. 176 с.

Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.

Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Савельева Е.Н. Хромитовые объекты массивов Крака и перспективы их практического использования // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Мат-лы / 5-я Респуб. геол. конф. Уфа, 2003. С. 116–119.

Соболев И.Д. Тагило-Магнитогорский прогиб // Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1, Кн. 2. М.: Недра, 1969. С. 69–193.

Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Гостгеолиздат, 1952. 240 с.

Соколов Г.А. Геолого-геохимические исследования хромитового массива Крака // Труды / Ломоносовский ин-т геохимии, кристаллографии и минералогии, Вып. 9. М., 1938. С. 5–64.

Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 128 с. (Труды / ИГН АН СССР; Вып. 97; Сер. рудн. м-ний; № 12).

Соколов Г.А., Вахромеев С.А., Кашин С.А. и др. Геолого-геохимические исследования на горе Верблюжьей. М.: Изд-во СОПС АН, 1936. 115 с.

Старостин В.И., Дергачёв А.Л., Хркович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1994. 288 с.

Строение зоны разлома Зеленого мыса: Центральная Атлантика / Ю.М. Пущаровский, А.А. Пейве, Ю.Н. Разницын и др. М.: Наука, 1989. 199 с.

Строение, эволюция и минералогия гипербазитового массива Рай-Из / Под ред. В.Н. Пучкова и Д.С. Штейнберга. Свердловск, 1990. 230 с.

Судовиков Н.Г. Структура будинаж в гранитизированных областях // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58, № 8. С. 1755–1759.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Сурин Т.Н. Сахаринский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс (Восточно-Магнитогорская зона, Ю. Урал) — аналог образований Платиноносного пояса Урала // Металлогения и геодинамика Урала. Екатеринбург, 2000. С. 82–85

Таврин И.Ф. О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 147–153.

Таврин И.Ф., Родионов П.Ф. О строении ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклиория по геофизическим данным // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Труды / 1-е Уральск. петрогр. совещ. Т. 1. Свердловск, 1963. С. 301–311

Татаринев П.М. Генетические типы месторождений хромита и методика поисково-разведочных работ // Сов. геология. 1941. № 4. С. 48–58.

Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья / Под ред. А.М. Никишина. М.: Изд-во МГУ, 2006. 300 с. (Труды / Лаборатория складчатых поясов МГУ; Вып. 4).

Тохтуев Г.В. Структуры будинаж и их роль в локализации полезных ископаемых. Киев: Наукова думка, 1967. 216 с.

Тохтуев Г.В., Флаас А.С. Кинкбанды (полосы изгиба-излома), их структурное и рудоконтролирующее значение (на примере Криворожского железорудного и Мамского слюдоносного районов): Препринт. Киев, 1978. 67 с.

Уральские месторождения хромита / С.А. Вахромеев, И.А. Зимин, К.Е. Кожевников и др. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 240 с. (Труды / ВИМС; Вып. 85).

Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.

Ферштатер Г.Б., Пушкарёв Е.В. Некоторые вопросы петрогенезиса дунит-клинопироксенит-габбровой серии Платиноносного пояса Урала // Ежегодник—1996 / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1997. С. 81–85.

Фёдорова Н.В., Иванов К.С. Глубинная структура и история формирования краевого офиолитового аллохтона Крака на западном склоне Южного Урала // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 6. С. 793–796.

Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. Отв. ред. С.Н. Иванов, С.Г. Самыгин. М.: Наука, 1986. 248 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

Царицын Е.П. Состав аксессуарных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 83–95.

Чаплыгина Н.Л. Фрагменты офиолитов надсубдукционного генезиса в серпентинитовом меланже (Западно-Магнитогорская зона, Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ГИН. М., 2003. 31 с.

Чаплыгина Н.Л., Дегтярёв К.Е., Савельева Г.Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25–37.

Чашухин И.С. Природа хромитового оруденения кемпирсайского типа // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 282–287.

Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Шапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. 310 с.

Шинкарёв Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 271 с.

Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра, 1969. 207 с.

Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 309 с.

Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Лагутина М.В. Петрология и история формирования ультраосновных пород Урала // Петрология и рудообразование: Информ. мат.-лы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 17–20.

Шумихин Е.А. Интрузивные комплексы Южного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Уфа, 1972. Вып. 5. С. 70–75.

Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

Юшкин Н.П. Механические свойства минералов. Л.: Наука, 1971. 284 с.

Ярошук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. Киев: Наукова думка, 1983. 224 с.

Bowen N.L., Tuttle O.F. The system MgO — SiO₂ — H₂O // Geol. Soc. Amer. Bull. 1949. Vol. 60. P. 439–460.

Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Phys. 1976. Vol. 76, No 3. P. 301–360.

Hebert R. Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples // Ophioliti. 1982. No 2/3. P. 299–324.

Hess H.H. Serpentinities, orogeny and epeirogeny // Geol. Soc. America, Spec. Paper. 1955. Vol. 62. P. 391–407.

Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. P. I: Theory // Canadian J. Earth Sci. 1965. Vol. 2. P. 648–672.

Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite — associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). Freiberg, 2004. 123 p.

Karato S.-I., Paterson M.S., Fitzgerald J.D. Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 8151–8176.

Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace elements (PGE, REE) and isotope data // *Mineralium Deposita*. 1999. No 34. P. 250–272.

Mysen B.O., Kushiro I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle // *Amer. Miner.* 1977. Vol. 62, No 9/10. P. 843–856.

Ramberg H. Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures // *I. Geol.* 1955. Vol. 63, No 6. P. 512–526.

Roever W.P. Sind sie alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale // *Geol. Rundschau*. 1957. Bd. 46, H. 1. S. 136–147.

Rost F. Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten // Berlin: Freiburger Forschungshefte. 1959. 58 p.

Thayer T.P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman — Soridag district, Turkey // *Econ. Geol.* 1964. Vol. 59, № 8. P. 1497–1524.

Thayer T.P. Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes // *Ultramafic and Related Rocks*. Wiley; N.Y., 1967. P. 222–238.

Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J. Li Z. Podiform Chromitite in Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle // *J. of Petrology*. 1996. V. 37, № 1. P. 3–21.

ТАБЛИЧНЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Приложение 1 (стр.1 из 8)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА (СОБСТВЕННЫЕ ДАННЫЕ)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	пшп	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма
1	Абзаковский	перидотит	УТ-4/1	41,23	0,12	1,00	8,06	0,09	34,74	2,24	0,56	0,01	12,20	0,26	0,29	0,015	100,82
2	Абзаковский	перидотит	УТ-4/2	43,46	0,17	0,35	7,47	0,09	33,20	2,94	0,49	0,02	11,28	0,28	0,27	0,014	100,04
3	Абзаковский	перидотит	УТ-6	41,23	0,05	0,30	9,11	0,11	36,04	0,42	0,13	0,03	13,09				100,51
4	Акзитовский	серпентинит аподунитовый	ШТ-15/5	40,60	0,04	1,57	8,00	0,07	36,50	0,50	0,03	0,10	13,28	0,36	0,23	0,012	101,30
5	Акзитовский	серпентинит	ШТ-15/3	40,30	0,04	0,60	8,30	0,07	37,60	0,50			13,50	0,34	0,21	0,013	101,47
6	Акзитовский	бастинит	ШТ-19	40,30	0,02	0,90	8,70	0,11	35,40	0,50			13,30	0,39	0,21	0,014	99,85
7	Акзитовский	серпентинит	ШТ-1	40,30	0,02	1,57	8,60	0,08	36,20	0,52			12,40	0,48	0,19	0,013	100,37
8	Аминевский	гарцбургит	Пл-12/19	38,94	0,03	1,57	13,33	0,15	35,24	0,05	0,06	0,07	10,82				100,26
9	Аминевский	гарцбургит	Пл-12/20	40,40	0,13	4,65	9,27	0,13	33,41	1,64	0,41	0,08	10,30				100,42
10	Аминевский	гарцбургит	Пл-12/22	41,38	0,07	0,98	10,88	0,19	34,06	2,14	0,49	0,08	9,42				99,69
11	Аминевский	гипербазит	Ам-8	39,50	0,10	0,60	14,00	0,09	35,20	0,50	0,12	0,05	9,76	0,17	0,14	0,01	100,23
12	Аминевский	гипербазит	Ам-16	36,00	0,06	1,10	14,50	0,10	36,40	0,50	0,12	0,05	11,24	0,24	0,11	0,01	100,42
13	Аушкульский		Нр-67-2	38,85	0,27	5,60	8,00	0,19	30,00	6,03	0,10	0,04	9,20				98,28
14	Байтускарковский		БГ-25	41,40	0,05	1,50	8,20	0,08	33,00	1,40	0,50	0,05	14,14	0,31	0,18	0,013	100,82
15	Байтускарковский	серпентинит	БГ-1/2	41,40	0,04	0,90	7,50	0,11	37,00	0,50	0,20		13,00	0,58	0,27	0,017	101,52
16	Байтускарковский	апогарцбургитовый	БГ-5/4а	38,00	0,04	0,90	13,30	0,09	35,00	0,50	0,20		12,80	0,23	0,30	0,098	101,46
17	Байтускарковский		БГ-14/3	40,00	0,04	1,20	8,70	0,11	37,00	1,10	0,20	0,02	12,20				100,57
18	Байтускарковский		БГ-2/1	40,30	0,03	0,64	8,20	0,07	36,30	0,50	0,27	0,00	13,60	0,43	0,22	0,013	100,57
19	Биклярский	серпентинит	9011	38,52	0,17	3,82	14,37	0,21	31,10	0,44	0,17	0,04	10,02				99,09
20	Биклярский	серпентинит	9015	36,64	0,17	2,93	14,90	0,28	33,02		0,15	0,03	10,12				98,80
21	Биклярский	серпентинит	9016	40,56	0,04	1,12	7,25	0,10	37,68		0,16	0,03	11,28				98,74
22	Бурангуловский	перидотит	Кир-223с	40,00	0,10	1,68	8,80	0,11	36,05	1,15	1,33	0,11	11,04				100,37
23	Бурангуловский	перидотит	Кир-226	38,29	0,23	5,20	8,00	0,11	36,05	0,29	0,25	0,04	12,05				100,51
24	Варшавский	серпентинит	ВГ-10А/3	42,70	0,04	0,61	7,30		38,00	0,28	0,40	0,01	10,41				99,75
25	Верблюкьегорский	гипербазит	ВГ-1	41,70	0,04	0,43	6,88		38,60	0,50	0,27	0,01	10,86				99,29
26	Верблюкьегорский	гипербазит	ВГ-11/2	41,60	0,06	0,61	8,20		38,00	0,28	0,27	0,03	10,40				99,45
27	Верблюкьегорский	гипербазит	ВГ-11/3	42,08	0,08	0,61	7,60		38,00	0,50	0,13	0,01	11,06				100,07
28	Верблюкьегорский	гипербазит	ВГ-11/6	41,44	0,07	0,80	8,40		38,00	0,50	0,13	0,03	11,50				100,87
29	Верблюкьегорский	серпентинит	ВГ-2/2	41,71	0,06	0,81	6,80		38,48	0,50	0,13	0,01	11,54				100,04
30	Верблюкьегорский	серпентинит	ВГ-3	42,50	0,06	0,61	6,60		38,00	0,28	0,01	0,01	11,88				99,95
31	Верблюкьегорский	серпентинит	ВГ-5/1	41,70	0,06	0,81	6,00		38,40	0,84	0,13	0,02	11,64				99,60
32	Верблюкьегорский	гипербазит	ВГ-6/1	42,70	0,06	0,81	5,90		38,78	0,30	0,27	0,02	10,84				99,68

Приложение 1 (стр.2 из 8)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма
33	Верблюжегорский	гипербазит	ВГ-7/1	42,70	0,06	0,86	6,80		38,00	0,30	0,27	0,02	10,60				99,61
34	Верблюжегорский	гипербазит	ВГ-7/2	44,70	0,06	0,61	5,50		38,00	0,30	0,45	0,03	10,28				99,93
35	Верблюжегорский	гипербазит	ВГ-8/1	44,30	0,08	0,48	5,70		38,00	0,30	0,13	0,01	11,58				100,58
36	Верблюжегорский	гарибуртит	Х6-6	38,90	0,02	0,25	7,60	0,11	38,00	1,40	0,12	0,25	13,32				99,97
37	Восточно-Хабаринский	гарибуртит	Х6-7	40,00	0,01	0,40	7,40	0,09	36,60	1,40	0,12	0,17	14,06				100,25
38		дуниит	Х6-9-2	39,45	0,05	0,30	6,80	0,10	38,90	0,35	0,10	0,07	14,60				100,72
39	Ишкинский	гарибуртит	Иш-10-2	38,50	0,11	0,20	7,20	0,11	37,66	0,56	0,20	0,20	15,52				100,26
40	Ишкинский	гарибуртит	Иш-3-1	40,40	0,01	0,40	7,60	0,11	37,60	1,40	0,12	0,05	12,40				100,09
41	Ишкинский	гарибуртит	Иш-7	41,00	0,07	0,45	6,80	0,07	37,00	1,40	0,12	0,06	12,98				99,95
42	Ишкинский	гарибуртит	Иш-8-1	40,00	0,01	0,20	7,70	0,05	37,60	1,40	0,06	0,16	13,10				100,28
43	Казбаевский	серпентинит	9057-1	41,51		0,64	7,40	0,07	37,67	0,00	0,26	0,05	11,86	0,21	0,25	0,01	99,94
44	Казбаевский	серпентинит	9084	43,45		0,54	6,90	0,09	37,07	0,00	0,22	0,05	11,56	0,23	0,25	0,01	100,37
45	Казбаевский	серпентинит	9088	39,95		0,82	7,96	0,09	37,07	0,00	0,24	0,05	12,76	0,33	0,28	0,02	99,56
46	Казбаевский	серпентинит	9096	41,01		0,64	7,58	0,12	38,08	0,00	0,26	0,05	11,78	0,29	0,20	0,01	100,02
47	Калканский		КЛ-10/1	40,30	0,03	0,60	5,90	0,08	39,00	1,40			12,86	0,36	0,19	0,013	100,73
48	Калканский		КЛ-6/1	41,30	0,03	0,60	8,00	0,09	38,20	0,18			12,00				100,40
49	Калканский	серпентинит	КЛ-7/1	40,30	0,03	0,60	8,30	0,12	38,20	0,28			12,50	0,38	0,20	0,016	100,93
50	Калканский	апогарибуртитовый	КЛ-14/1	40,30	0,03	0,60	9,00	0,07	38,00	0,28			12,10	0,86	0,26	0,015	101,52
51	Калканский		КЛ-11/6	41,40	0,03	0,03	9,20	0,11	35,00	1,40			12,90				100,07
52	Калканский		КЛ-1/1	41,40	0,08	0,41	7,80	0,11	37,00	1,40			12,30	0,37	0,14	0,014	101,02
53	Калканский	гарибуртит	КЛ-20	40,80	0,02	0,60	8,80		39,00	0,40	0,27	0,01	9,60	0,34	0,29	0,014	100,14
54	Калканский	дуниит	КЛ-25/1	39,88	0,02	0,60	8,60		39,60	0,20	0,27	0,01	9,99	0,35	0,27	0,015	99,81
55	Калканский	гарибуртит	КЛ-25/2	38,00	0,03	0,61	8,50		40,00	0,20	0,13	0,01	12,52	0,35	0,28	0,015	100,65
56	Касаргинский		244	34,80		0,51	7,58	0,08	35,62	3,45	0,11	0,02	16,34				98,51
57	Касаргинский		248	34,86		0,77	6,80	0,06	32,82	6,33	0,21	0,17	16,54				98,56
58	Касаргинский	серпентинит	309	38,16		0,31	7,18	0,24	40,03	0,31			13,16				99,39
59	Касаргинский	апогарибуртитовый	223	40,16	0,02	1,00	5,79	0,08	38,41	0,28	0,18	0,07	13,52				99,51
60	Касаргинский		247	40,80		1,02	6,76	0,05	36,62	0,57	0,14	0,05	12,68				98,69
61	Касаргинский		521	42,25		1,00	7,17	0,08	35,60	0,14	0,22	0,05	13,56				100,07
62	Касаргинский	ортопироксенит	245	50,24	0,01	1,02	6,20	0,02	30,41	0,10	0,14	0,04	11,02				99,20
63	Катралинский	лериолит	КТ-58	41,40	0,05	2,00	8,90	0,12	34,00	2,30		0,30	10,20	0,36	0,16	0,013	99,80
64	Катралинский	лериолит	КТ-61	41,60	0,05	1,57	8,30	0,12	35,00	2,80		0,12	9,80	0,31	0,01	0,013	99,69
65	Катралинский	ортопироксенит	КТ-29	42,60	0,04	0,97	5,80	0,13	36,20	0,50			13,20	0,54	0,13	0,014	100,13
66	Катралинский	серпентинит	КТ-40/1	40,30	0,05	0,31	8,10	0,21	36,40	0,50			15,10	0,41	0,24	0,014	101,63
67	Катралинский	перидотит	КТ-39/2	40,57	0,05	0,31	7,30	0,17	35,40	0,84			15,70	0,30	0,16	0,012	100,81
68	Катралинский	дуниит-гарибуртит	КТ-40/2	38,00	0,05	0,31	8,20	0,12	37,40	0,84			15,30	0,32	0,28	0,014	100,83
69	Кидышский	серпентинит	Мг-2/1	40,30	0,06	1,20	6,80	0,05	38,40	0,56	0,30	0,03	11,88				100,02
70	Кидышский	гипербазит	Ам-34	40,75	0,11	1,10	9,30	0,08	37,00	1,00	0,12	0,05	9,68				99,49
71	Крака Северный	перидотит	Сек-1771	45,00	0,04	2,00	8,70	0,12	40,00	0,80	0,50	0,10	1,66				98,95
72	Крака Северный	перидотит	Сек-1772-2	40,00	0,04	1,30	8,70	0,10	39,60	0,90	0,27	0,10	10,00				101,04
73	Крака Северный	перидотит	Сек-1774	42,00	0,04	0,77	8,00	0,10	40,00	1,20	0,27	0,06	7,90				100,37
74	Крака Северный	перидотит	Сек-1776-4	43,14	0,04	1,90	8,40	0,11	40,00	1,27	0,50	0,06	4,92				100,37
75	Крака Северный	перидотит	Сек-1777	44,06	0,04	1,30	8,70	0,11	40,00	1,50	0,20	0,10	3,76				99,78
76	Крака Северный	гарибуртит	Сек-233	44,00	0,07	0,80	8,00	0,13	40,40	1,60	0,13	0,06	4,80	0,09	0,24	0,010	100,33
77	Крака Северный	гарибуртит	Сек-235	39,90	0,08	0,80	8,80	0,13	40,60	1,60	0,20	0,06	7,40	0,14	0,24	0,011	99,94
78	Крака Северный	гарибуртит	Сек-236	39,80	0,07	0,20	8,50	0,13	42,50	1,10	0,20	0,06	6,90	0,05	0,25	0,011	99,76

Приложение 1 (стр.3 из 8)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	пшп	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма
79	Крака Северный	лериолит	Сек-237	39,80	0,07	1,40	8,00	0,13	42,40	2,50	0,13	0,04	5,20	0,14	0,23	0,011	100,04
80	Крака Северный	гарибурлит	Сек-238	38,60	0,07	0,40	8,00	0,12	40,50	1,90	1,20	0,06	8,90	0,12	0,25	0,011	100,12
81	Крака Северный	плагииогарибурлит	Сек-239	41,00	0,07	2,80	8,60	0,12	42,00	1,60	0,13	0,04	4,00	0,13	0,22	0,011	100,71
82	Крака Северный	плагииогарибурлит	Сек-240	41,50	0,07	1,20	8,30	0,12	39,90	1,90	0,09	0,06	5,82	0,13	0,23	0,011	99,32
83	Крака Северный	плагииогарибурлит	Сек-244	40,50	0,10	1,20	8,10	0,13	40,80	1,60	0,13	0,06	6,80	0,23	0,24	0,011	99,89
84	Крака Северный	лериолит	Сек-245	40,00	0,10	4,60	7,00	0,12	36,20	4,40	2,40	0,24	5,00	0,15	0,22	0,010	100,42
85	Крака Северный	гарибурлит	Сек-247	41,80	0,10	0,20	8,50	0,14	40,40	0,50	0,24	0,04	7,80	0,06	0,27	0,011	100,05
86	Крака Северный	гарибурлит	Сек-250	40,50	0,10	0,80	7,80	0,11	41,60	1,10	0,21	0,20	6,90	0,07	0,26	0,011	99,65
87	Крака Северный	лериолит	Сек-251	42,00	0,10	2,80	9,30	0,12	38,20	2,80	0,80	0,06	3,90	0,11	0,23	0,010	100,42
88	Крака Северный	гарибурлит	Сек-253	37,90	0,10	0,50	10,40	0,13	37,20	0,80	0,07	0,06	12,80	0,19	0,27	0,012	100,42
89	Крака Северный	гарибурлит	Сек-263	37,90	0,10	0,20	8,50	0,11	38,40	0,50	0,04	0,06	13,90	0,06	0,33	0,012	100,10
90	Крака Северный	плагииогарибурлит	Сек-268	40,90	0,10	2,80	7,70	0,13	39,80	1,60	0,54	0,04	6,10	0,11	0,24	0,011	100,07
91	Крака Северный	гарибурлит	Сек-78	39,60	0,07	0,50	8,10	0,12	47,00	0,20	1,30	0,10	2,80	0,07	0,26	0,012	100,12
92	Крака Северный	лериолит	Сек-79	42,00	0,07	3,60	8,10	0,14	42,00	1,90	0,20	0,06	2,00	0,19	0,24	0,011	100,50
93	Крака Северный	лериолит	Сек-80	43,50	0,06	0,90	7,50	0,11	34,40	7,80	0,20	0,06	5,50	0,11	0,18	0,009	100,32
94	Крака Северный	лериолит	Сек-82	42,00	0,06	3,20	9,10	0,12	37,30	3,90	2,40	0,15	1,80	0,12	0,22	0,011	100,38
95	Крака Северный	лериолит	Сек-83	39,80	0,07	0,70	8,10	0,11	40,60	2,50	1,80	0,10	5,80	0,11	0,25	0,011	99,94
96	Крака Северный	гарибурлит	Сек-84	39,00	0,06	0,20	12,30	0,11	40,00	0,50	0,13	0,06	7,80	0,08	0,24	0,011	100,48
97	Крака Северный	гарибурлит	Сек-86	40,00	0,07	0,80	8,00	0,12	44,00	1,90	1,80	0,20	3,30	0,10	0,25	0,011	100,55
98	Крака Северный	лериолит	Сек-91	39,80	0,06	3,60	7,80	0,12	33,80	4,90	0,07	0,03	9,90	0,17	0,18	0,009	100,43
99	Крака Северный	гарибурлит	Сек-92	37,30	0,06	0,80	11,00	0,12	39,00	0,50	0,07	0,06	11,00	0,18	0,25	0,010	100,34
100	Крака Средний	дунит	33-1-1	42,00	0,08	2,00	12,80	0,10	38,40	1,42	0,03	0,01	3,52				100,36
101	Крака Средний	дунит	33-1-5	41,00	0,06	1,90	11,80	0,09	41,00	1,42	0,06	0,01	3,10				100,44
102	Крака Средний	дунит	33-2в-1	43,00	0,06	0,20	5,00	0,16	36,00	0,56	0,06	0,01	14,88				99,93
103	Крака Средний	дунит	33-2в-6	46,10	0,06	1,90	8,10	0,13	38,60	1,42	0,06	0,02	4,26				100,65
104	Крака Средний	дунит	33-3-4	46,00	0,05	0,40	8,10	0,11	40,20	0,42	0,06	0,02	5,08				100,44
105	Крака Средний	дунит	33-3-5	40,00	0,08	0,40	5,00	0,10	41,60	0,56	0,03	0,02	12,48				100,27
106	Крака Средний	дунит	СК-1400-л	40,00	0,08	0,38	10,30	0,06	36,60	0,56	0,03	0,02	12,32				100,35
107	Крака Средний	дунит	СК-1400-к2	41,30	0,06	0,40	8,60	0,16	38,40	0,56	0,04	0,02	9,94				99,48
108	Крака Средний	плагииогарибурлит	СК-98-11/4	40,49	0,02	5,55	9,20	0,12	37,00	1,90	0,81	0,08	5,04				100,21
109	Крака Средний	плагииогарибурлит	СК-98-14	40,49	0,01	5,55	8,53	0,11	37,00	1,90	0,27	0,08	6,20				100,14
110	Крака Средний	дунит	СК-98-38/1	34,85	0,02	0,10	6,71	0,08	42,00	0,56	0,06	0,08	14,94	0,55	0,33	0,016	99,45
111	Крака Средний	дунит	СК-98-39	39,40	0,02	0,10	8,36	0,12	41,00	0,84	0,04	0,08	10,34	0,41	0,43	0,016	100,35
112	Крака Средний	гарибурлит	СК-98-76	39,45	0,03	0,46	8,07	0,02	38,00	1,42	0,02	0,01	12,00	0,39	0,33	0,015	99,50
113	Крака Средний	гарибурлит	СК-98-78	37,96	0,01	0,20	8,80	0,11	43,20	2,24	0,27	0,06	7,64				100,49
114	Крака Средний	гарибурлит	СК-98-79	37,90	0,01	0,20	9,50	0,12	42,00	3,20	0,27	0,08	7,08				100,36
115	Крака Средний	гарибурлит	СК-98-80	41,68	0,05	0,40	8,65	0,11	38,80	0,85	0,12	0,09	9,10				100,00
116	Крака Средний	гарибурлит	СК-98-81	39,32	0,01	0,20	7,39	0,12	41,00	2,56	0,54	0,06	9,08				100,28
117	Крака Средний	вебстерит	СК-98-82	48,00	0,11	3,78	6,06	0,11	27,40	9,65	0,19	0,01	4,58				99,91
118	Крака Средний	гарибурлит	СК-98-83	37,84	0,01	0,20	8,70	0,11	40,00	3,33	0,62	0,08	9,61				100,50
119	Крака Средний	гарибурлит-дунит	СК-98-90	37,95	0,07	0,80	10,04	0,12	38,80	0,85	0,09	0,01	10,92	0,73	0,57	0,021	99,71
120	Крака Средний	гарибурлит	СК-98-91	42,00	0,04	0,32	8,24	0,11	38,20	1,13	0,04	0,01	9,38	0,49	0,47	0,017	99,53
121	Крака Средний	гарибурлит	СК-45	36,00	0,05	2,80	8,50	0,11	40,50	1,10	0,07	0,06	11,00	0,01	0,34	0,014	100,19
122	Крака Средний	серпентинит	СК-50	39,90	0,02	0,10	7,10	0,11	38,70	0,80	0,13	0,06	12,80	0,12	0,31	0,014	99,72
123	Крака Средний	лериолит	СК-510	39,50	0,30	1,30	8,80	0,12	40,00	1,60	0,27	0,06	7,80	0,15	0,32	0,014	99,75
124	Крака Средний	гарибурлит	СК-511	39,60	0,33	0,50	8,60	0,12	40,40	1,60	0,30	0,06	8,20	0,13	0,33	0,014	99,71

Приложение 1 (стр.4 из 8)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма
125	Крака Средний	гарьбуртгит	СК-512	40,00	0,30	2,40	7,90	0,13	40,00	1,40	0,40	0,02	8,00	0,14	0,29	0,014	100,55
126	Крака Средний	гарьбуртгит	СК-513	37,90	0,30	2,40	7,10	0,11	40,30	1,60	0,30	0,06	9,60	0,19	0,28	0,013	99,67
127	Крака Средний	гарьбуртгит	СК-514	37,90	0,04	0,25	9,10	0,12	42,00	1,60	0,30	0,06	8,20	0,07	0,31	0,014	99,57
128	Крака Средний	гарьбуртгит	СК-515	39,60	0,04	0,90	8,60	0,12	40,20	1,40	0,30	0,12	8,34	0,11	0,30	0,014	99,62
129	Крака Средний	серпентинит	СК-524/3	38,00	0,05	0,20	8,50	0,09	39,80	1,40	0,40	0,12	12,00	0,06	0,30	0,013	100,56
130	Крака Средний	гарьбуртгит	СК-526	37,20	0,05	0,20	10,20	0,12	44,00	0,50	0,40	0,04	7,80	0,07	0,33	0,014	100,51
131	Крака Средний	гарьбуртгит	СК-527	39,90	0,15	0,20	8,00	0,12	42,80	0,80	0,40	0,04	7,50	0,11	0,32	0,014	99,91
132	Крака Средний	леридолит	СК-529	43,00	0,05	4,30	6,20	0,14	39,00	1,20	1,20	0,12	5,34	0,06	0,08	0,007	100,55
133	Крака Средний	серпентинит	СК-54	39,90	0,02	0,20	7,60	0,12	38,50	0,20	0,04	0,04	12,80	0,06	0,32	0,014	99,42
134	Крака Средний	серпентинит	СК-55	39,50	0,07	0,40	8,30	0,10	38,30	0,50	0,07	0,06	12,80	0,05	0,36	0,014	100,10
135	Крака Средний	серпентинит	СК-56	39,90	0,08	0,40	7,70	0,12	38,80	0,50	0,07	0,06	11,80	0,04	0,36	0,013	99,43
136	Крака Средний	гарьбуртгит	СК-68	38,00	0,05	0,40	8,20	0,09	50,00	1,60	0,27	0,02	2,00	0,07	0,34	0,014	100,63
137	Крака Средний	серпентинит	СК-71	37,00	0,15	3,50	8,10	0,13	38,00	1,40	0,13	0,02	11,70	0,31	0,31	0,016	100,13
138	Крака Средний	гарьбуртгит	СК-74	40,90	0,05	1,60	7,80	0,12	39,60	1,60	0,13	0,03	7,80	0,12	0,30	0,013	99,63
139	Крака Средний	леридолит	X-11/1	46,68	0,01	1,05	9,50	0,13	28,95	5,04	1,08	0,12	6,40	0,15	0,17	0,014	99,03
140	Крака Средний	дунит	X-2/12	36,77	0,10	0,50	9,00	0,14	42,80	1,00	0,62	0,08	9,02	0,02	0,24	0,019	100,03
141	Крака Средний	серпентинит	X-24/14	39,81	0,01	0,35	6,80	0,12	38,20	0,84	0,49	0,07	13,12	0,47	0,32	0,019	99,82
142	Крака Средний	серпентинит	X-24/15	38,35	0,01	0,58	8,00	0,19	36,20	3,64	0,21	0,05	12,60	0,46	0,27	0,016	99,84
143	Крака Средний	серпентинит	X-26/1	39,80	0,01	0,82	7,40	0,04	37,20	1,40	0,13	0,04	12,94	0,12	0,22	0,014	99,80
144	Крака Средний	серпентинит	X-26/11	39,00	0,12	0,10	8,00	0,11	38,80	0,56	0,09	0,01	13,36	0,15	0,31	0,016	100,15
145	Крака Узянский	дунит	РД-1	43,00	0,01	0,30	8,80	0,09	35,80	0,70	0,80	0,05	10,24				99,80
146	Крака Узянский	перидотит	Сод-98-106	43,00	0,01	0,30	8,00	0,07	35,00	1,70	0,06	0,02	12,18				100,35
147	Крака Узянский	перидотит	Сод-98-123	44,00	0,01	0,30	7,80	0,08	36,20	1,40	0,20	0,02	9,54				99,56
148	Крака Узянский	гарьбуртгит	Ук-1749	40,06	0,02	0,30	8,50	0,11	40,00	1,40	0,20	0,06	9,14				99,80
149	Крака Узянский	гарьбуртгит	Ук-1750	40,00	0,01	0,30	8,50	0,09	40,00	0,85	0,20	0,02	10,04				100,03
150	Крака Узянский	дунит	Ук-1766	41,03	0,03	0,70	7,50	0,09	39,20	0,40	0,35	0,17	10,38				99,88
151	Крака Узянский	гарьбуртгит	Ук-1768	40,04	0,02	0,30	8,50	0,09	40,00	1,20	0,20	0,06	9,12				99,56
152	Крака Узянский	гарьбуртгит	Ук-1788	41,54	0,02	0,40	7,50	0,15	34,60	1,08	0,27	0,02	14,00				99,61
153	Крака Узянский	гарьбуртгит	Ук-1789	40,00	0,02	0,70	7,50	0,09	40,00	1,00	0,35	0,02	10,00				99,71
154	Крака Узянский	дунит	Ук-1790	39,00	0,29	0,30	8,00	0,10	39,60	0,98	0,25	0,03	11,68				100,26
155	Крака Узянский	дунит	Ук-1791	43,00	0,02	0,40	6,80	0,07	38,00	1,70	0,20	0,02	10,00				100,22
156	Крака Узянский	дунит	Ук-97-24	43,00	0,01	0,30	6,80	0,06	36,20	0,80	0,05	0,04	12,64				99,91
157	Крака Узянский	перидотит	Ук-97-3	40,00	0,01	0,70	8,00	0,09	39,20	0,54	0,21	0,04	10,56				99,37
158	Крака Узянский	перидотит	Ук-97-5	40,00	0,01	1,40	7,50	0,08	39,40	0,54	0,27	0,04	10,24				99,51
159	Крака Узянский	перидотит	Ук-97-6	42,30	0,01	0,33	6,30	0,05	33,40	1,70	0,06	0,06	15,34				99,56
160	Крака Южный	дунит	ЮК-10	39,00	0,02	0,40	6,55	0,10	37,20	1,90	1,70	0,03	12,60	0,01	0,31	0,012	99,82
161	Крака Южный	дунит	ЮК-11	40,00	0,02	0,20	6,75	0,10	36,80	1,90	0,27	0,10	13,50	0,01	0,31	0,012	99,97
162	Крака Южный	плагиогарьбуртгит	ЮК-12	39,00	0,10	2,50	7,70	0,14	36,00	1,80	0,07	0,10	13,00	0,20	0,23	0,011	100,84
163	Крака Южный	плагиогарьбуртгит	ЮК-13	37,90	0,10	3,10	6,60	0,07	37,80	1,60	0,15	0,06	12,50	0,15	0,24	0,010	100,27
164	Крака Южный	леридолит	ЮК-14	42,90	0,10	3,10	8,20	0,07	36,50	2,80	0,80	0,06	5,50	0,17	0,21	0,010	100,41
165	Крака Южный	дунит	ЮК-15	39,90	0,05	0,95	6,40	0,12	38,90	0,80	0,13	0,10	12,50	0,03	0,23	0,010	100,12
166	Крака Южный	дунит	ЮК-1679/1	42,00	0,03	1,84	7,80	0,08	38,60	0,56	0,20	0,01	8,46				99,58
167	Крака Южный	дунит	ЮК-1679/2	40,00	0,09	0,40	6,00	0,09	40,60	0,56	0,10	0,01	12,12				99,97
168	Крака Южный	дунит	ЮК-1679/5	40,00	0,09	0,30	6,00	0,09	40,60	0,56	0,13	0,01	12,16				99,94
169	Крака Южный	дунит	ЮК-1693	42,00	0,08	0,60	7,30	0,11	40,20	0,56	0,20	0,01	9,28				100,34
170	Крака Южный	дунит	ЮК-1695	39,55	0,08	0,60	5,70	0,08	40,60	0,56	0,12	0,01	13,12				100,42

Приложение 1 (стр.5 из 8)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ppш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма
171	Крака Южный	дунит	ЮК-1696/1	40,00	0,15	0,60	5,40	0,08	41,60	0,56	0,12	0,01	12,08				100,60
172	Крака Южный	дунит	ЮК-1698	41,50	0,08	3,00	8,30	0,13	40,00	0,27	0,12	0,01	6,32				99,73
173	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-198	37,80	0,05	0,40	9,00	0,11	39,90	0,80	0,07	0,06	11,00	0,08	0,25	0,011	99,53
174	Крака Южный	дунит	ЮК-20	37,90	0,02	0,20	8,20	0,11	38,80	1,60	0,07	0,06	12,60	0,02	0,31	0,011	99,89
175	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-200	37,80	0,07	0,80	7,50	0,10	38,90	1,40	0,07	0,03	12,90	0,08	0,24	0,011	99,90
176	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-202	38,00	0,07	0,80	11,40	0,11	39,00	1,80	0,07	0,04	10,00	0,07	0,25	0,011	100,61
177	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-204/7	40,80	0,07	0,90	8,70	0,11	39,80	0,80	0,13	0,01	8,50	0,06	0,25	0,011	100,13
178	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-204/8	40,90	0,07	0,50	8,50	0,11	39,80	1,40	0,13	0,04	7,90	0,11	0,24	0,011	99,69
179	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-205/1	37,90	0,07	0,50	7,70	0,10	40,70	1,10	0,30	0,04	10,80	0,05	0,27	0,011	99,53
180	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-206/1	38,90	0,07	0,50	8,30	0,08	40,70	0,20	0,04	0,04	10,50		0,29	0,011	99,63
181	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-207	37,80	0,90	0,50	8,30	0,10	37,60	0,20	0,07	0,04	15,00		0,31	0,012	100,83
182	Крака Южный	дунит	ЮК-21	37,90	0,02	0,50	8,80	0,11	37,60	0,50	0,07	0,06	14,70	0,05	0,25	0,011	100,56
183	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-211	37,00	0,05	0,20	8,30	0,07	41,00	0,50	0,04	0,04	13,00	0,01	0,30	0,009	100,51
184	Крака Южный	лериолит	ЮК-213	39,80	0,05	0,70	8,10	0,12	38,70	2,80	0,07	0,06	8,52	0,07	0,23	0,011	99,22
185	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-215	39,80	0,07	0,70	8,50	0,12	40,60	1,10	0,07	0,04	9,32	0,07	0,25	0,010	100,64
186	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-216	37,20	0,03	0,20	8,40	0,11	40,60	0,50	0,07	0,02	12,80	0,03	0,25	0,011	100,21
187	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-219/4	37,80	0,07	0,40	8,30	0,11	37,80	1,10	0,20	0,06	13,90	0,05	0,25	0,011	100,05
188	Крака Южный	лериолит	ЮК-22	37,90	0,05	0,50	11,10	0,08	34,50	2,80	0,07	0,06	12,50	0,10	0,21	0,009	99,87
189	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-221	37,00	0,07	0,50	7,60	0,11	39,00	0,80	0,07	0,06	14,80	0,06	0,24	0,011	100,31
190	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-23	37,90	0,05	0,50	7,20	0,10	37,50	1,40	0,07	0,06	14,80	0,12	0,25	0,011	99,96
191	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-25	39,90	0,05	1,40	6,50	0,09	37,30	1,10	0,60	0,06	12,80	0,19	0,22	0,010	100,21
192	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-26	39,90	0,05	0,90	5,10	0,08	39,00	1,10	0,07	0,10	13,40	0,09	0,25	0,011	100,05
193	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-27	37,80	0,05	1,40	8,70	0,12	38,50	1,40	0,07	0,06	11,70	0,17	0,22	0,009	100,19
194	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-28	39,60	0,05	0,90	9,40	0,12	36,60	0,80	0,12	0,06	11,90	0,14	0,23	0,011	99,91
195	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-30	40,00	0,05	0,20	8,30	0,14	37,50	0,80	1,30	0,06	12,20	0,07	0,26	0,012	100,88
196	Крака Южный	лериолит	ЮК-31	40,80	0,02	3,60	7,20	0,12	39,60	1,90	0,13	0,10	5,98	0,16	0,22	0,011	99,83
197	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-32	37,80	0,05	0,20	8,90	0,08	36,20	0,56	0,13	0,06	15,70	0,01	0,32	0,011	100,01
198	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-34	37,80	0,05	1,00	8,00	0,10	38,80	1,10	0,07	0,06	12,70	0,09	0,23	0,011	100,00
199	Крака Южный	гарбуртит	ЮК-35	37,80	0,05	0,40	8,80	0,09	37,80	1,40	0,07	0,06	12,90	0,09	0,24	0,012	99,70
200	Крака Южный	лериолит	ЮК-5	37,20	0,02	0,20	8,55	0,11	34,60	2,80	1,00	0,10	14,50	0,02	0,21	0,013	99,31
201	Масловский	серпентинит	Mc-15/2	42,00	0,10	2,10	8,50	0,02	36,00	0,42	0,20	0,03	10,00	0,19	0,19	0,01	99,75
202	Миндякский	дунит	5702	39,00	0,01	1,20	6,50	0,05	42,00	0,28	0,05	0,03	10,30	1,76	0,02		101,20
203	Миндякский	перидотит	5718	38,10	0,02	0,97	10,30	0,09	40,00	0,28	0,20	0,03	10,28	0,61	0,02		101,10
204	Миндякский	перидотит	5643-1	41,00	0,08	1,80	7,80	0,09	38,00	0,84	0,55	0,25	10,10	0,41	0,11		101,03
205	Миндякский	перидотит	5592	40,50	0,12	0,62	7,80	0,09	41,00	0,85	0,14	0,05	9,04	0,40	0,19		100,80
206	Миндякский	перидотит	5709	41,50	0,05	2,00	7,30	0,09	40,00	1,00	0,12	0,04	8,00	0,51	0,06		100,66
207	Миндякский	перидотит	5710	41,30	0,05	1,24	8,00	0,09	40,00	1,00	0,24	0,04	8,06	0,51	0,06		100,59
208	Миндякский	перидотит	5644	43,00	0,08	2,00	7,00	0,09	38,00	1,20	0,35	0,05	8,60	0,49	0,08		100,94
209	Миндякский	перидотит	5704	41,45	0,05	2,00	6,80	0,11	38,00	1,60	0,27	0,05	10,04	0,49	0,07		100,93
212	Миндякский	перидотит	5646	40,50	0,08	2,00	7,30	0,09	38,60	1,82	0,27	0,05	9,05	0,01	0,13		99,90
210	Миндякский	перидотит	5703-2	40,00	0,05	2,00	8,50	0,09	40,00	1,82	0,12	0,03	7,00	0,53	0,12		100,27
211	Миндякский	перидотит	5647	40,55	0,08	1,60	7,80	0,09	40,00	2,84	1,45	0,01	6,04	0,50	0,22		101,18
213	Миндякский	перидотит	5714	46,65	0,05	3,18	2,30	0,11	40,00	3,07	1,74	0,04	3,18	0,59	0,11		101,02
214	Миндякский	перидотит	5629-1	40,55	0,12	1,20	9,50	0,10	36,00	3,70	0,20	0,25	8,30	0,47	0,03		100,42
215	Миндякский	перидотиты плагиоклаз	МН-24	40,60	0,02	2,17	8,00		38,00	2,27	0,37	0,01	8,94	0,30	0,18	0,013	100,88
216	Миндякский	перидотиты плагиоклаз	МН-22/2	42,10	0,02	1,80	8,40		39,20	1,70	0,13	0,01	5,90	0,33	0,29	0,013	99,90

Приложение 1 (стр. 6 из 8)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма
217	Миндякский	гнейс	МН-19/2	40,00	0,01	3,20	9,30		38,90	2,80	0,20	0,01	4,62	0,28	0,25	0,013	99,58
218	Миндякский	гнейс	МН-12/1	39,00	0,02	0,61	8,20		39,00	0,20	0,13	0,01	13,02	0,35	0,37	0,016	100,93
219	Мусломовский	серпентинит	с-657/49,35	32,82	0,08	2,86	7,22	0,09	32,91	7,41	0,24	0,13	15,92				99,68
220	Мусломовский	серпентинит	с-1129/13	33,39	0,08	1,22	7,34	0,10	30,35	9,59	0,20	0,05	18,21				100,53
221	Мусломовский	серпентинит	3785	34,11	0,05	1,61	6,31	0,11	26,64	1,16	0,26	0,20	29,87				100,32
222	Мусломовский	серпентинит	1308/6	34,62	0,01	0,93	7,79	0,09	36,57	2,20	0,15	0,07	17,04				99,47
223	Мусломовский	серпентинит	1322/295	36,52	0,04	0,50	7,77	0,20	34,70	2,73	0,15	0,11	16,30				99,02
224	Мусломовский	серпентинит	1308/2	36,98	0,04	1,05	8,51	0,08	37,84	0,73	0,13	0,05	14,88				100,29
225	Мусломовский	серпентинит	1/299	37,06	0,02	1,01	7,15	0,07	36,79	2,49	0,18	0,08	15,06				99,91
226	Мусломовский	серпентинит	423	37,43	0,02	1,37	7,49	0,10	35,50	1,82	0,15	0,07	15,08				99,03
227	Мусломовский	серпентинит	20/140	37,57	0,04	0,42	8,57	0,12	38,52	0,28	0,14	0,05	12,90				98,61
228	Мусломовский	серпентинит	1/450	37,76	0,04	1,32	7,58	0,09	38,36	0,29	0,19	0,05	14,66				100,34
229	Мусломовский	серпентинит	1308/5	37,94	0,02	1,06	7,57	0,08	38,83	0,07	0,12	0,08	14,54				100,31
230	Мусломовский	серпентинит	1322/300	38,00	0,02	0,80	7,42	0,11	35,39	1,29	0,16	0,12	15,00				98,31
231	Мусломовский	серпентинит	1308	38,14	0,01	0,79	7,70	0,10	37,89	0,07	0,17	0,06	14,58				99,51
232	Мусломовский	серпентинит	1308/3а	39,00	0,00	1,15	7,38	0,12	35,75	0,29	0,13	0,06	14,78				98,66
233	Мусломовский	серпентинит	20/0	39,75	0,04	0,48	8,51	0,11	36,00	0,43	0,13	0,13	13,86				99,44
234	Мусломовский	серпентинит	20/130	40,20	0,02	0,26	7,69	0,11	36,00	0,14	0,11	0,05	14,04				98,62
235	Мусломовский	серпентинит	78/55	41,04	0,03	1,85	8,47	0,07	35,74	0,15	0,33	0,22	12,64				100,54
236	Мусломовский	серпентинит	78/10	27,24	0,03	1,19	6,57	0,10	31,32	0,15	0,24	0,12	33,86				100,82
237	Нуралинский	перидотит	НР-2	44,28	0,11	1,00	7,17	0,11	37,12	2,00	2,37	0,40	5,46	0,26	0,27	0,015	100,56
238	Нуралинский	перидотит	НР-5	41,61	0,11	1,54	7,58	0,11	38,27	1,10	0,20	0,01	10,00	0,30	0,25	0,015	101,10
239	Нуралинский	дунит	НР-6	41,91	0,03	1,84	9,32	0,12	38,10	1,96	0,49	0,09	5,66	0,28	0,39	0,017	100,21
240	Нуралинский	перидотит	НР-97	46,00	0,04	1,40	9,00	0,11	38,00	2,00	0,50	0,06	2,36				99,47
241	Нуралинский	плагноклазовый дунит	НР-95	42,50	0,04	2,00	8,70	0,12	41,20	2,00	0,20	0,06	2,92				99,74
242	Нуралинский	дунит	НР-102	37,50	0,03	1,00	8,00	0,09	41,40	0,80	0,21	0,06	11,10				100,19
243	Нуралинский	перидотит	НР-103-4	43,00	0,01	0,30	8,00	0,09	36,20	1,20	0,10	0,02	11,10				100,02
244	Нуралинский	шпинелевый серпентинит	НР-92	42,00	0,03	0,80	7,00	0,09	40,00	1,40	0,25	0,04	8,00				99,61
245	Нуралинский		НР-98	44,00	0,06	3,00	8,60	0,11	39,00	1,84	1,08	0,20	2,00				99,89
246	Нуралинский		НР-95	42,50	0,04	2,00	8,70	0,12	41,20	2,00	0,20	0,06	2,92	0,14	0,24	0,01	100,12
247	Нуралинский		НР-102	37,50	0,03	1,00	8,00	0,09	41,40	0,80	0,21	0,06	11,10	0,11	0,28	0,01	100,60
248	Нуралинский		НР-97	46,00	0,04	1,40	9,00	0,11	38,00	2,00	0,50	0,06	2,36	0,15	0,21	0,01	99,85
249	Нуралинский		НР-110-2	44,00	0,14	3,45	8,00	0,11	31,00	9,08	0,50	0,06	4,04	0,17	0,15	0,01	100,71
250	Нуралинский		НР-92	42,00	0,03	0,80	7,00	0,09	40,00	1,40	0,25	0,04	8,00	0,13	0,23	0,01	99,98
251	Нуралинский		НР-67-2	38,85	0,27	5,60	8,00	0,19	39,00	6,03	0,10	0,04	9,20	0,24	0,10	0,01	98,62
252	Нуралинский		НР-98	44,00	0,06	3,00	8,60	0,11	39,00	1,84	1,08	0,20	2,00	0,14	0,26	0,01	100,30
253	Нуралинский		НР-103-4	43,00	0,01	0,30	8,00	0,09	36,20	1,20	0,10	0,02	11,10	0,08	0,29	0,01	100,40
254	Присакмарский	вебстерит	ПС-21	47,30	0,07	0,60	9,80	0,19	33,80	1,60	0,13		6,30	0,66	0,06	0,012	100,52
255	Присакмарский	серпентинит	ПС-15/1	42,60	0,03	0,60	6,20	0,17	36,80	0,50	0,06		13,80	0,37	0,17	0,013	101,31
256	Присакмарский	серпентинит	ПС-17/2	42,60	0,03	0,53	6,40	0,11	36,80	0,20	0,06		13,30	0,30	0,21	0,013	100,56
257	Присакмарский	ортопироксенит	ПС-16	53,10	0,03	0,53	5,50	0,17	34,00	1,40	1,08	0,24	3,76	0,65	0,13	0,010	100,60
258	Присакмарский	серпентинит	ПС-23	41,00	0,03	0,60	5,80	0,15	36,00	1,10	0,03		14,30	0,42	0,20	0,014	99,65
259	Присакмарский	серпентинит	ПС-20	41,40	0,03	0,50	6,50	0,13	38,00	0,50	0,03		13,50	0,29	0,22	0,015	101,11
260	Присакмарский	серпентинит	ПС-22	40,00	0,07	1,84	6,80	0,20	36,00	1,60	0,02		13,50	0,55	0,15	0,015	100,74
261	Присакмарский	серпентинит	ТМ-5	40,10	0,06	1,20	8,80	0,22	36,40	0,80			12,20	0,39	0,26	0,015	100,45
262	Присакмарский	серпентинит	ТМ-6	52,30	0,08	1,30	8,80	0,16	36,00	0,80			1,60	0,37	0,21	0,012	101,64

Приложение 1 (стр.7 из 8)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ppш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма
263	Таловский	гарцбургит	9045-1	42,32	0,04	0,86	5,83	0,08	37,28	0,29	0,17	0,05	10,80	0,22	0,22	0,01	98,18
264	Таловский	гарцбургит	Тал-00-11	42,00	0,10	0,35	7,76	0,11	39,46	2,15	0,76	0,04	8,00				100,73
265	Таловский	гарцбургит	Тал-00-160/2	43,40	0,06	0,40	8,29	0,12	39,51	0,55	0,19	0,03	7,63				100,18
266	Таловский	дунит	9019-2	37,66	0,06	0,48	16,03	0,11	33,83	0,10	0,19	0,05	9,90	0,02	0,08	0,02	98,53
267	Таловский	дунит	Тал-00-10	38,93	0,03	0,10	8,47	0,11	41,93	0,32	0,16	0,03	9,37				99,45
268	Таловский	дунит	Тал-00-12	42,00	0,10	1,90	7,76	0,11	32,86	4,20	2,31	1,24	7,60				100,08
269	Таловский	дунит	Тал-00-14	42,06	0,04	0,40	7,70	0,11	42,10	1,42	1,08	0,15	5,22				100,28
270	Таловский	дунит	Тал-00-166	40,36	0,04	0,20	7,71	0,12	41,23	0,92	0,73	0,10	8,40				99,81
271	Таловский	дунит	Тал-00-167	40,06	0,12	0,35	7,11	0,11	41,28	0,96	1,05	0,15	9,27				100,46
272	Таловский	дунит	Тал-99-24/85	37,95	0,14	0,15	12,11	0,20	43,04	1,34	1,33	0,03	3,35				99,64
273	Таловский	дунит	Тал-99-95/100	32,07	0,14	0,18	12,94	0,15	42,16	1,25	0,97	0,12	9,67				99,65
274	Таловский	дунит	чс-2/1/125	35,88	0,03	0,29	9,93	0,17	42,46	0,59	0,22	0,07	8,80		0,11	0,02	98,57
275	Таловский	дунит	чс-2/1/125а	37,92	0,10	1,20	11,07	0,18	43,60	1,90	0,50		3,38				99,85
276	Таловский	дунит	чс-2/1/301	38,02	0,04	0,54	10,86	0,17	44,92	0,00	0,18	0,05	3,10	1,04	0,19	0,01	99,12
277	Таловский	дунит	чс-2/1/301а	35,80	0,10	1,50	11,55	0,17	42,00	1,40	0,20		7,22				99,94
278	Таловский	перидотит	Тал-00-222	48,01	0,11	0,80	9,85	0,22	23,59	12,42	0,37	0,07	4,77				100,21
279	Таловский	серпентинит	9042	41,18	0,09	2,86	7,93	0,15	36,77	2,80	0,30	0,10	6,82	0,30	0,24	0,01	99,56
280	Таловский	серпентинит	9112	40,28	0,03	1,14	7,13	0,08	35,15	0,88	0,19	0,06	13,40	0,13	0,27	0,01	98,75
281	Таловский	серпентинит	Тал-00-129	40,23	0,02	0,20	9,00	0,09	37,04	0,16	0,17	0,04	13,30				100,25
282	Таловский	серпентинит	Тал-00-135/2	42,64	0,03	0,45	7,18	0,11	37,00	0,64	0,84	0,13	11,09				100,11
283	Таловский	серпентинит	Тал-00-158/1	43,10	0,06	0,45	8,29	0,07	36,00	0,36	0,86	0,12	11,00				100,31
284	Таловский	серпентинит	Тал-00-160/1	43,00	0,06	0,10	8,09	0,10	38,52	0,64	0,65	0,10	9,11				100,37
285	Таловский	серпентинит	Тал-00-162	42,40	0,06	0,10	8,09	0,12	39,01	1,06	0,52	0,07	9,01				100,44
286	Таловский	серпентинит	Тал-00-24	42,36	0,01	0,20	7,71	0,06	36,48	0,88	0,76	0,11	11,51				100,08
287	Таловский	серпентинит	Тал-00-240	41,97	0,15	0,30	7,85	0,09	36,98	0,58	0,22	0,06	11,53				99,73
288	Таловский	серпентинит	Тал-00-46	41,46	0,10	0,40	9,76	0,11	37,36	0,00	0,10	0,02	11,03				100,34
289	Таловский	серпентинит	Тал-00-8	41,07	0,03	0,30	9,52	0,06	36,00	0,88	0,82	0,09	11,10				99,87
290	Таловский	серпентинит	Тал-00-9	41,07	0,21	3,38	5,90	0,09	32,00	5,00	2,53	0,06	10,02				100,26
291	Таловский	серпентинит	1113	41,51	0,06	1,54	8,03	0,15	36,38	0,17	0,11	0,04	11,45				99,44
292	Таловский	серпентинит	Тал-00-145	43,40	0,18	0,75	11,91	0,16	27,28	9,33	0,52	0,24	6,21				99,98
293	Таловский	серпентинит	Тал-00-170	41,30	0,04	0,80	7,41	0,11	39,90	1,76	0,24	0,03	7,97				99,56
294	Татищевский	серпентинит	ТТ-1/1/5	43,30	0,06	0,80	7,60		38,00	0,20	0,27	0,02	10,26				100,51
295	Татищевский	серпентинит	ТТ-13/7	46,60	0,02	0,80	7,60		36,00	0,28	0,27	0,06	8,24				99,87
296	Татищевский	серпентинит	ТТ-16/1	43,00	0,01	0,80	7,60		38,10	0,20	0,27	0,01	10,58				100,57
297	Татищевский	серпентинит	ТТ-16/2	41,70	0,01	1,00	9,10		38,00	0,28	0,10	0,01	10,44				100,64
298	Татищевский	серпентинит	ТТ-2/2	41,30	0,01	1,00	8,00		38,00	0,80	0,17	0,03	11,00				100,31
299	Татищевский	серпентинит	ТТ-3/1	41,30	0,02	0,80	8,00		38,00	0,80	0,13	0,01	11,20				100,26
300	Татищевский	серпентинит	ТТ-4/1	37,20	0,02	0,80	7,70		38,00	0,28	0,05	0,03	15,02				99,10
301	Татищевский	серпентинит	ТТ-4/2	41,30	0,02	0,80	8,10		38,80	0,28	0,06	0,01	10,30				99,67
302	Татищевский	серпентинит	ТТ-5/2	40,57	0,01	0,80	7,40		38,40	0,80	0,13	0,08	11,20				99,39
303	Татищевский	серпентинит	ТТ-6/2	41,69	0,01	0,80	7,80		38,80	0,28	0,06	0,03	10,14				99,61
304	Татищевский	серпентинит	ТТ-8	27,20	0,11	12,00	13,40		38,00	0,28	0,13	0,02	8,26				99,40
305	Татищевский	серпентинит	ТТ-10/3	42,30	0,02	0,80	8,00		38,40	0,28	0,02	0,01	10,48				100,31
306	Травниковский	серпентинит	9060	42,68	0,00	0,55	6,53	0,05	37,57		0,24	0,05	11,38	0,24	0,16	0,01	99,47
307	Травниковский	серпентинит	9101	42,00	0,00	0,59	7,37	0,07	37,67		0,24	0,05	11,36	0,24	0,21	0,01	99,81
308	Узункырский пояс	серпентинит	9034-2	38,84	0,03	1,00	10,10	0,12	36,65		0,31	0,10	11,72	0,43	0,14	0,02	99,45

Приложение 1 (стр.8 из 8)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ppm	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма
309	Узункарский пояс	серпентинит	9040	39,10	0,01	1,42	7,69	0,12	37,36		0,25	0,06	12,60	0,32	0,30	0,01	99,24
310	Хабаринский	дунит	Х6-29-3	38,30	0,03	0,20	10,50	0,19	36,66	0,42	0,25	0,06	13,80				100,41
311	Хабаринский	гарцбургит	Х6-35	40,00	0,01	0,40	7,70	0,07	36,90	1,13	0,20	0,04	14,00				100,45
312	Хабаринский	гарцбургит	Х6-68-1	40,00	0,01	0,40	7,20	0,07	36,90	1,42	0,20	0,06	14,20				100,46
318	Хабаринский	гарцбургит	Х6-71	40,20	0,01	0,40	7,10	0,09	37,00	0,56	0,20	0,06	14,22				99,84
319	Хабаринский	дунит	Х6-73	39,10	0,01	0,30	3,30	0,04	21,60	12,78	0,06	0,05	23,30				100,54
320	Хабаринский	гарцбургит	Х6-75-1	40,10	0,01	0,20	7,70	0,11	36,90	1,12	0,20	0,04	13,86				100,24
321	Хабаринский	гарцбургит	Х6-79	40,20	0,01	0,40	7,70	0,11	39,00	1,12	0,12	0,06	8,90				97,62
322	Хабаринский	гарцбургит	Х6-81	41,80	0,01	0,20	7,70	0,09	38,80	0,85	0,12	0,05	10,80				100,42
323	Халиловский	гарцбургит	Хал-11-1	39,60	0,01	0,20	7,20	0,11	38,00	0,40	0,06	0,10	14,52				100,20
324	Халиловский	гарцбургит	Хал-27-1	39,00	0,01	0,20	8,20	0,11	38,60	0,56	0,12	0,06	13,36				100,22
325	Халиловский	гарцбургит	Хал-4-1	40,40	0,01	0,20	8,20	0,10	40,70	0,40	0,08	0,20	9,68				99,97
326	Халиловский	дунит	Хал-4-2	38,90	0,20	0,25	6,20	0,10	39,30	0,40	0,02	0,06	15,00				100,43
327	Халиловский	дунит-гарцбургит	Хал-4-4	39,00	0,05	0,25	6,80	0,11	39,40	0,40	0,06	0,20	14,04				100,31
328	Халиловский	гарцбургит	Хал-8	39,00	0,01	0,20	6,40	0,11	39,00	0,56	0,06	0,05	14,50				99,89
329	Чампаловский	гарцбургит	Пл-3/1	41,52	0,03	1,27	7,15	0,11	37,42	0,07	0,05	0,04	11,38				99,04
330	Чампаловский	гарцбургит	Пл-3/3	41,32	0,04	1,51	7,31	0,10	37,86	0,07	0,07	0,03	11,50				99,81
331	Юлдашевский	серпентинит	ЮЛ-4	39,45	0,02	0,60	7,00	0,09	33,00	6,40	0,27		13,40	0,34	0,12	0,012	100,70
332	Юлдашевский	серпентинит	ЮЛ-9	40,30	0,05	0,50	7,30	0,07	38,60	0,50			12,70	0,71		0,009	100,75
333	Юшкадинский	перидотит	Пол-12	42,71	0,17	2,00	8,00	0,10	38,40	4,26	2,16	0,10	1,80				99,70
353	Юшкадинский	дунит	Пол-18	39,09	0,06	1,45	8,80	0,11	42,00	0,80	2,70	0,06	4,98				100,05
354	Юшкадинский	перидотит	Пол-14	44,00	0,03	1,45	8,50	0,10	39,20	1,28	0,27	0,06	5,04				99,93
355	Юшкадинский	перидотит	Пол-16	43,97	0,03	0,80	8,50	0,11	40,20	0,70	0,27	0,07	5,06				99,71
356	Юшкадинский	перидотит	Пол-12	42,71	0,17	2,00	8,00	0,10	38,40	4,26	2,16	0,10	1,80	0,20	0,24	0,01	100,16
357	Юшкадинский	перидотит	Пол-18	39,09	0,06	1,45	8,80	0,11	42,00	0,80	2,70	0,06	4,98	0,14	0,26	0,01	100,46
358	Юшкадинский	перидотит	Пол-22-2	43,00	0,23	1,45	8,00	0,12	28,20	9,04	2,70	0,08	6,16	0,16	0,13	0,01	99,28
359	Юшкадинский	перидотит	Пол-14	44,00	0,03	1,45	8,50	0,10	39,20	1,28	0,27	0,06	5,04	0,18	0,25	0,01	100,36
360	Юшкадинский	перидотит	Пол-16	43,97	0,03	0,80	8,50	0,11	40,20	0,70	0,27	0,07	5,06	0,15	0,27	0,01	100,15

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА (ЗАИМСТВОВАННЫЕ ДАННЫЕ)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ppm	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
1	Абдулкасимо	серпентинит	6885a	37,8	0,07	1,91	13,54		36,5		0,1		7,64				97,59	Козлов, 1969 г.
2	Абдулкасимо	серпентинит	4727	38,54	0,06	1,57	10,26		37,37	0,07	0,09		10,26				98,23	Козлов, 1969 г.
3	Абдулкасимо	серпентинит	6885г	38,64	0,07	2,7	8,76		38,22				10,2				98,61	Козлов, 1969 г.
4	Абдулкасимо	серпентинит	4724б	37,82	0,07	2,81	10,15		37,64				10,2				98,7	Козлов, 1969 г.
5	Абдулкасимо	серпентинит	6885д	38,58	0,06	1,91	9,45		37,39				11,32				98,72	Козлов, 1969 г.
6	Абдулкасимо	серпентинит	4726a	40,43	0,06	2,76	9,15		36,38		0,22		10,34				99,35	Козлов, 1969 г.
7	Абдулкасимо	серпентинит	4529	39,24	0,13	2,79	8,98		37,77	0,14			10,82				99,87	Козлов, 1969 г.
8	Абдулкасимо	серпентинит	6885б	41,87	0,05	3,03	3,5		40,21		0,07		11,46				100,2	Козлов, 1969 г.
9	Абзаковский	гарцбургит	3327	38,39	0,08	0,64	7,62	0,07	39,89	0,14	0,03		12,4	0,52	0,24	0,01	100,03	Эдельштейн, 1964 г.
10	Абзаковский	перидотиты и серпентиниты по ним	3326	39,14	0,08	2,04	7,65	0,08	37,81	1,41	0,08		11,27	0,46	0,24	0,01	100,27	Эдельштейн, 1964 г.
11	Абзаковский		3101	40,06	0,16	2,7	7,64	0,11	36,6	1,97	0,11		10,61	0,4	0,2	0,01	100,57	Эдельштейн, 1964 г.
12	Абзаковский		3323	38,52	0,08	1,77	8,23	0,14	38,27	0,14	0,04		12,67	0,48	0,27	0,01	100,62	Эдельштейн, 1964 г.
13	Аксигитовский	перидотит	3071	38,82	0,05	0,8	8,15	0,12	37,87	0,29			12,31	0,56	0,28		99,25	Эдельштейн, 1964 г.
14	Аксигитовский	серпентинит	3273	39,12	0,07	1,37	8,69	0,15	36,72	0,35			12,17	0,49	0,28		99,41	Эдельштейн, 1964 г.
15	Аксигитовский	серпентинит	3299a	40,27	0,08	0,13	7,61	0,09	39,19	0,21			11,27	0,51	0,28		99,64	Эдельштейн, 1964 г.
16	Аксигитовский	серпентинит	3279	40,18	0,06	0,23	7,66	0,06	38,88	0,21			11,7	0,49	0,29		99,76	Эдельштейн, 1964 г.
17	Аксигитовский	серпентинит	3302	40,5	0,09	0,06	7,49	0,09	38,97	0,21			11,68	0,41	0,28		99,78	Эдельштейн, 1964 г.
18	Аксигитовский	серпентинит	3442	41,15	0,06	0,66	5,3	0,08	39,13	0,28			12,6	0,39	0,23		99,88	Эдельштейн, 1964 г.
19	Аксигитовский	серпентинит	3296	39,54	0,06	0,23	9,06	0,1	38,24	0,38			11,88	0,25	0,33		99,97	Эдельштейн, 1964 г.
20	Аксигитовский	серпентинит	3605	40,37	0,05	0,75	7,58	0,11	38,25	0,35			11,91	0,49	0,27		100,13	Эдельштейн, 1964 г.
21	Аксигитовский	серпентинит	3298	42,11	0,06	0,73	6,78	0,1	37,89	0,28			11,8	0,31	0,28		100,34	Эдельштейн, 1964 г.
22	Аксигитовский	серпентинит	3072	38,7	0,07	1,16	9,12	0,17	37,7	0,14			12,6	0,58	0,22		100,46	Эдельштейн, 1964 г.
23	Аксигитовский	серпентинит	3281	39,9	0,07	0,59	7,83	0,08	38,17	0,35			12,78	0,56	0,28		100,61	Эдельштейн, 1964 г.
24	Амамбайский			38,2	0,09	0,53	7,98	0,05	35,95	0,16			13,68	0,42			97,06	Кораблев, 1999 г.
25	Амамбайский	серпентиниты апотарбургитовые		39,04	0,09	1,3	8,7	0,09	35,28	0,22			13,02	0,37			98,11	Кораблев, 1999 г.
26	Амамбайский			38,22	0,11	2,29	9,12	0,11	36,28	0,1			12,7	0,39			99,32	Кораблев, 1999 г.
27	Амамбайский			39,52	0,08	0,89	7,82	0,1	37,2	0,1			13,75	0,34			99,8	Кораблев, 1999 г.
28	Амамбайский			41,45	0,12	2,1	8,51	0,08	35,63	0,42			11,8	0,3			100,41	Кораблев, 1999 г.
29	Амамбайский	перидотит		41,37	0,16	3,52	8,16	0,14	34,23	1,24	0,23	0,31	10,34	0,14			99,91	Кораблев, 1999 г.
30	Амамбайский	серпентинит аподунитовый		38,54	0,07	0,49	8,72	0,08	37,88	0,43	0,17	0,1	13,21	0,33			100,06	Кораблев, 1999 г.
31	Аминевский	серпентиниты апотарбургитовые		37,88	0,02	0,81	8,58	0,02	37,02	0,05			13,92	0,48			98,78	Кораблев, 1999 г.
32	Арсинский			36,5	0,02	0,63	7,78	0,02	35,09	1,65			15,88	0,41			97,98	Кораблев, 1999 г.
33	Арсинский			40,78	0,02	0,83	8,63	0,02	35,12	0,05			13,14	0,52			99,11	Кораблев, 1999 г.
34	Аушкульский	перидотиты и апотарбургитовые	2296	39,94	0,06	0,43	5,49	0,12	38,24	0,42			12,82	1,7	0,23		99,45	Эдельштейн, 1964 г.
35	Аушкульский		2047	39,47	0,08	2,13	7,14	0,12	37,76	0,42			11,68	0,48	0,22		99,5	Эдельштейн, 1964 г.
36	Аушкульский		896	38,1	0,09	0,89	12,88	0,13	35,12	2,4	0,04		9,65	0,39	0,08		99,77	Эдельштейн, 1964 г.
37	Аушкульский		893	39,09	0,09	1,71	6,46	0,13	38,5	1,33	0,14		12,02	0,43	0,22		100,12	Эдельштейн, 1964 г.
38	Аушкульский	перидотиты и апотарбургитовые	2119	39,05	0,08	1,36	7,79	0,15	38,36	0,56			12,1	0,53	0,29		100,27	Эдельштейн, 1964 г.
39	Аушкульский	апотарбургитовые	2148	40,16	0,08	1,12	6,44	0,13	39,66	0,56		0,01	11,58	0,36	0,24		100,34	Эдельштейн, 1964 г.
40	Аушкульский	серпентиниты	883	39,37	0,08	1,7	6,93	0,15	39,27	0,42	0,01	0,01	11,79	0,41	0,21		100,35	Эдельштейн, 1964 г.
41	Байгускаровский	серпентинит апотарбургитовый		34,42	0,4	8,78	14,02	0,16	24,3	3,04	0,11	0,04	11,58	0,28	0,01	0,01	97,15	Бучковский, 1966 г.

Приложение 2 (стр.2 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лпш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
42	Байгускаровский	серпентинит аполеридолитовый		37,18	0,13	1,27	8,22	0,12	33,34	3,56	0,14	0,01	13,17	0,33	0,13	0,01	97,61	Бучковский, 1966 г.
43	Байгускаровский			39,58	0,05	0,77	7,4	0,1	37,31	0,74	0,04	0,02	13,86	0,4	0,23	0,01	97,98	Бучковский, 1966 г.
44	Байгускаровский	перидотиты и серпентиниты по ним		39,58	0,06	0,79	6,91	0,08	37,79	0,44	0,07	0,01	12,39	0,41	0,22	0,01	98,76	Бучковский *
45	Байгускаровский			34,56	0,22	1,106	10,94	0,12	27,16	2,86		0,07	12,0		0,05		99,09	Бучковский *
46	Байгускаровский			39,04	0,04	1,27	7,95	0,11	36,89	0,14	0,11	0,02	13,38	0,33	0,29	0,01	99,58	Бучковский *
47	Байгускаровский			38,39	0,025	0,68	8,08		39,13	0,07	0,14		12,6	0,38	0,19	0,01	99,7	Бучковский *
48	Байгускаровский			39,0	0,08	1,02	10,86		32,87	3,0			12,5	0,39			99,72	Бучковский *
49	Байгускаровский			41,38	0,04	0,93	6,39	0,07	35,93	1,92	0,2		12,47	0,23	0,2		99,76	Бучковский *
50	Байгускаровский			40,36		1,48	5,52	0,05	38,44	0,44	0,27		12,82	0,28	0,19		99,85	Бучковский *
51	Байгускаровский			38,0	0,025	1,46	6,86	0,06	38,44	0,98	0,05		13,55	0,23	0,19	0,008	99,87	Бучковский *
52	Байгускаровский			37,3	0,04	1,5	6,75		37,92	1,58	0,05	0,15	13,95	0,47	0,18		99,91	Бучковский *
53	Байгускаровский			38,56	0,03	1,6	6,75	0,08	37,45	1,14	0,08		13,79	0,22	0,2	0,008	99,93	Бучковский *
54	Байгускаровский		39,46	0,06	1,12	6,97		38,48	1,28	0,16		12,46				99,99	Бучковский *	
55	Байгускаровский		42,5	0,1	2,56	7,01	0,1	35,83	0,14	0,02	0,08	11,05	0,44	0,23	0,01	100,07	Бучковский *	
56	Байгускаровский		37,03	0,05	0,53	9,37		39,72	0,21	0,16		13,1				100,17	Бучковский *	
57	Байгускаровский		38,95	0,03	0,6	8,6		39,64	0,07			12,34	0,4	0,2	0,012	100,84	Бучковский *	
58	Бирсинский	серпентинит	к-6/1	37,38	0,12	6,68	9,71		32,32	1,41	0,06		10,42				98,11	Козлов, 1969 г.
59	Бирсинский	серпентинит	к-6/2	37,76	0,13	5,49	10,13		33,77	0,21	0,16		10,98				98,64	Козлов, 1969 г.
60	Бирсинский	серпентинит	к-8/1	38,14	0,09	3,87	11,67		34,2	0,3		0,06	10,38				98,72	Козлов, 1969 г.
61	Бирсинский	серпентинит	2571	38,04	0,15	2,31	8,7	0,13	37,76	0,07	0,07	0,02	12,28				99,55	Козлов, 1969 г.
62	Бирсинский	серпентинит	1400	40,66	0,1	2,77	6,44	0,08	38,31	0,35	0,36	0,19	10,7				99,97	Козлов, 1969 г.
63	Бирсинский	серпентинит	5196	38,94	0,1	1,84	9,0		38,1	0,14	0,03	0,02	11,8				99,97	Козлов, 1969 г.
64	Бирсинский	серпентинит	471	39,03	0,12	1,73	7,89	0,15	37,32	1,36	0,05	0,02	12,3				99,99	Козлов, 1969 г.
65	Бирсинский	серпентинит	4043	39,38	0,13	1,77	8,6		38,7	0,14	0,08	0,05	11,32				100,17	Козлов, 1969 г.
66	Бирсинский	серпентинит	1385	39,27	0,1	2,19	8,4	0,12	38,9	0,07	0,06	0,06	11,05				100,23	Козлов, 1969 г.
67	Бирсинский	серпентинит	3474	38,36	0,16	2,31	7,97	0,11	37,8	1,99	0,14	0,08	11,4				100,34	Козлов, 1969 г.
68	Блявинские	перидотит	6536-а	39,3		0,53	7,9		37,92	0,06			12,26	0,61	0,21		98,79	Варлаков, 1978
69	Блявинские	перидотит	6565	39,86		0,7	7,9	0,1	36,98	0,41			12,46	0,58	0,28		99,27	Варлаков, 1978
70	Блявинские	перидотит	5531	39,68		1,1	7,47		36,94	0,3			13,44	0,39	0,17		99,49	Варлаков, 1978
71	Блявинские	перидотит	5569-6	38,46		8,08	4,51		35,78				12,48	0,43			99,74	Варлаков, 1978
72	Блявинские	перидотит	5569-5	39,48		2,84	7,05		36,68				13,26	0,27	0,29		99,87	Варлаков, 1978
73	Блявинские	перидотит	5573-3	40,68		1,04	8,08		37,05				12,44	0,43	0,18		99,9	Варлаков, 1978
74	Блявинские	перидотит	5573-2	40,72		0,76	8,23		36,98				12,48	0,58	0,21		99,96	Варлаков, 1978
75	Блявинские	перидотит	5573-7	40,44		0,72	7,43		37,9	0,4			12,68	0,22	0,17		99,96	Варлаков, 1978
76	Блявинские	перидотит	5573-5	40,38		1,16	7,78		37,05				12,98	0,41	0,22		99,98	Варлаков, 1978
77	Блявинские	перидотит	5569-1	40,44		0,8	7,6		36,62				13,86	0,49	0,18		99,99	Варлаков, 1978
78	Блявинские	перидотит	5569-9	40,26		3,38	5,82		36,41				13,48	0,46	0,19		100,0	Варлаков, 1978
79	Блявинские	перидотит	5573-1	40,96		1,12	7,31		37,46	0,1			12,42	0,39	0,25		100,01	Варлаков, 1978
80	Блявинские	перидотит	5573-4	40,52		1,18	7,62		37,41				12,5	0,46	0,36		100,05	Варлаков, 1978
81	Блявинские	перидотит	5569-8	40,72		0,69	7,03		37,78				13,16	0,46	0,3		100,14	Варлаков, 1978
82	Блявинские	перидотит	5569-4	38,86		1,16	8,08		37,91	0,08			13,22	0,52	0,34		100,17	Варлаков, 1978
83	Блявинские	перидотит	5573-6	39,6		1,16	7,82		37,1	0,96			12,68	0,61	0,26		100,19	Варлаков, 1978
84	Блявинские	перидотит	5569-2	39,68		0,88	8,21		37,38				13,2	0,53	0,36		100,24	Варлаков, 1978
85	Блявинские	перидотит	5569-3	39,76		1,0	6,78		38,35				13,58	0,74	0,23		100,44	Варлаков, 1978
86	Блявинские	перидотит	5554	39,3		0,97	7,73	0,06	38,37	0,52			12,92	0,48	0,26		100,61	Варлаков, 1978

Приложение 2 (стр.3 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
87	Блявинские	перидотит	5551-а	39,42		1,75	6,59	0,1	38,42	0,3			13,48	0,52	0,23	100,81	Варлаков, 1978	
88	Блявинские	перидотит	5770	39,16		1,03	9,57	0,1	37,0	0,23			12,72	0,99	0,16	100,96	Варлаков, 1978	
89	Блявинские	перидотит	5569-7	39,14		2,0	7,97	0,15	36,37	0,3			13,76	1,19	0,23	101,11	Варлаков, 1978	
90	Барангуловский	серпентинит	2983	41,3	0,78	7,24	13,79	0,15	24,6	4,76	0,11		6,6	0,16	0,08	99,57	Козлов, 1969 г.	
91	Барангуловский	серпентинит	1867	39,42	0,76	6,26	14,59	0,21	25,89	3,8	0,41	0,13	7,84	0,2	0,1	99,61	Козлов, 1969 г.	
92	Барангуловский	серпентинит	1901	39,7	0,76	7,3	13,65	0,16	26,0	2,88	0,4	0,14	8,63	0,46	0,1	100,18	Козлов, 1969 г.	
93	Бурангуловский	перидотит	3377	37,14	0,09	1,4	13,97	0,17	35,06	0,28	0,04	0,05	11,04	0,7	0,08	100,03	Эдельштейн, 1964 г.	
94	Бурангуловский	перидотит	3357	42,03	0,1	2,33	7,76	0,11	39,16	2,26	0,16	0,05	5,48	0,42	0,23	100,1	Эдельштейн, 1964 г.	
95	Бурангуловский	перидотит	3364	40,58	0,07	2,21	5,64	0,1	38,16	1,4	0,04	0,02	11,5	0,48	0,23	100,44	Эдельштейн, 1964 г.	
96	Бурангуловский	перидотит	3379	41,22	0,07	1,68	7,85	0,13	37,6	0,28	0,02	0,03	10,88	0,46	0,23	100,46	Эдельштейн, 1964 г.	
97	Бурангуловский	перидотит	3372	40,3	0,06	1,87	6,61	0,08	38,35	1,05	0,03	0,02	11,48	0,4	0,23	100,49	Эдельштейн, 1964 г.	
98	Варшавский	серпентиниты		41,27	0,11	0,91	7,62	0,09	35,48	0,16	0,1	0,1	12,81	0,35		99,03	Кораблев, 1999 г.	
99	Варшавский	апогарибургитовые		39,12	0,12	1,49	7,83	0,11	36,78	0,22	0,2	0,2	12,93	0,26		99,31	Кораблев, 1999 г.	
100	Варшавский	апогарибургитовые		42,59	0,07	0,92	7,04	0,08	35,39	0,1	0,2	0,2	12,47	0,26		99,37	Кораблев, 1999 г.	
101	Варшавский	серпентинит апогарибургитовый		40,1	0,05	0,87	7,8	0,09	36,4	1,2	0,05	0,05	13,1	0,2		99,96	Кораблев, 1999 г.	
102	Варшавский	серпентинит апогарибургитовый		41,9	0,05	0,66	7,5	0,12	37,1	0,63	0,05	0,05	11,8	0,2		100,11	Кораблев, 1999 г.	
103	Варшавский	серпентинит апогарибургитовый		41,6	0,016	1,3	7,8	0,13	37,9	0,06	0,2	0,2	11,1	0,31		100,67	Кораблев, 1999 г.	
104	Варшавский	серпентинит апогарибургитовый		41,14	0,11	1,27	6,02	0,07	37,32	0,22	0,1	0,1	14,01	0,41		100,75	Кораблев, 1999 г.	
105	Варшавский	серпентинит апогарибургитовый		38,55	0,07	0,73	7,2	0,07	34,85	2,09	0,2	0,2	15,0	0,28		99,29	Кораблев, 1999 г.	
106	Варшавский	серпентинит апогарибургитовый		42,5	0,018	1,7	6,2	0,08	33,8	2,1	0,2	0,01	13,5	0,18		100,34	Кораблев, 1999 г.	
107	Варшавский	серпентинит апогарибургитовый		33,2	0,16	1,8	12,0	0,18	29,6	7,5	0,05	0,05	15,2	0,14		99,93	Кораблев, 1999 г.	
108	Варшавский	серпентинит апогарибургитовый		40,7	0,05	1,6	4,4	0,1	36,4	2,6	0,05	0,05	13,6	0,21		99,81	Кораблев, 1999 г.	
109	Варшавский	серпентинит апогарибургитовый		37,65	0,07	0,73	8,46	0,11	35,11	0,1	0,2	0,2	15,71	0,27		98,66	Кораблев, 1999 г.	
110	Варшавский	серпентиниты апогарибургитовые		38,89	0,07	0,7	7,95	0,12	36,91	0,1	0,2	0,2	14,04	0,4		99,63	Кораблев, 1999 г.	
111	Варшавский	серпентинит		40,2	0,05	0,45	8,4	0,12	39,2	0,15	0,05	0,05	10,8	0,38		99,9	Кораблев, 1999 г.	
112		серпентинит		40,92		0,68	7,27	0,08	37,11	0,14	0,14	0,03	12,4	0,14		98,91	Кораблев, 1999 г.	
113	Верблюжье-горский	серпентинит апогарибургитовый		43,42		1,08	3,54	0,07	38,86				12,21			99,18	Кораблев, 1999 г.	
115		серпентинит апогарибургитовый		42,52		1,41	2,07	0,04	38,71	0,14	0,24	0,04	14,0	0,16		99,33	Кораблев, 1999 г.	
116		серпентинит апогарибургитовый		40,4		0,94	7,22	0,04	39,8	0,16			11,1	0,34		100,0	Кораблев, 1999 г.	
114		серпентинит апогарибургитовый		40,24		0,62	5,68	0,07	37,31	0,14	0,2	0,03	14,72	0,24		99,25	Кораблев, 1999 г.	
117	Верх-Иремельский	серпентинит		38,18		1,29	9,46	0,05	37,49				12,92			99,39	Кораблев, 1999 г.	
118		серпентинит		36,11	0,07	1,79	6,41	0,14	36,88	3,38			14,89		0,26	99,93	Бучковский, 1966 г.	
119	Верхне-Присакмарский	серпентинит		40,68	0,1	3,21	6	0,12	35,54	3,34			10,45	0,39	0,24	100,08	Бучковский, 1966 г.	
120		серпентинит		39,43	0,07	1,82	7,91	0,11	37,88	0,28			12,03	0,38	0,28	100,2	Бучковский, 1966 г.	
121		серпентинит	57300	35,15	0,05	1,38	9,93	0,09	39,8	0,85	0,19	0,05	10,78			98,3	Петрология ..., 1991	
122		серпентинит	4295	39,71	0,01	1,38	8,54	0,08	38,7	1,27	0,17	0,05	8,52			98,46	Петрология ..., 1991	
123	Восточно-Хабаринский	дунит-гарибургиты	3270	39,46	0,01	0,86	8,28	0,08	40,7	0,42	0,13	0,05	8,47			98,49	Петрология ..., 1991	
124		серпентинит	2152	38,0	0,01	1,2	7,97	0,08	38,76	0,71	0,15	0,05	12,0			98,96	Петрология ..., 1991	
125		серпентинит	182	37,2	0,01	0,86	7,91	0,07	39,7	0,28	0,13	0,05	13,82			100,06	Петрология ..., 1991	
126		серпентинит		38,28	0,11	0,27	8,1	0,07	36,75	0,1			13,82	0,39		97,91	Кораблев, 1999 г.	
127		серпентиниты апогарибургитовые		39,86	0,08	0,71	8,1	0,09	35,6	0,99			13,26	0,39		99,1	Кораблев, 1999 г.	
128	Готинский	серпентиниты апогарибургитовые		41,54	0,1	0,68	6,33	0,05	37,79	0,25			12,64	0,4		99,8	Кораблев, 1999 г.	
129		серпентинит апогарибургитовый		37,91	0,08	0,88	9,66	0,05	35,12	0,22			14,18	0,28		98,4	Кораблев, 1999 г.	
130	Гулинский	серпентинит апогарибургитовый		35,49	0,07	0,41	7,31	0,05	38,8	0,1			16,47	0,39		99,11	Кораблев, 1999 г.	
131	Дружининский	серпентинит	135/76,9	36,04	0,1	0,47	7,35	0,12	39,26	0,14	0,05	0,03	13,78			97,34	Бабкин, 1988 г.	

Приложение 2 (стр.4 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лпш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
132	Дружнинский	серпентинит	32/35	32,8	0,1	0,47	6,59	0,12	41,08	0,14	0,05	0,03	16,64				98,02	Бабкин, 1988 г.
133	Дружнинский	серпентинит	36/9	38,8	0,05	0,77	7,72	0,09	36,47	0,66	0,05		13,56				98,17	Бабкин, 1988 г.
134	Дружнинский	серпентинит	139/55,6	34,78	0,12	0,45	8,24	0,11	39,75	0,08	0,05		14,62				98,2	Бабкин, 1988 г.
135	Дружнинский	серпентинит	В-1098	40,92	0,06	0,51	6,5	0,17	34,77	1,04	0,2	0,2	14,0				98,37	Тевелев, 2000 г.
136	Дружнинский	серпентинит	35/38	29,24	0,04	1,02	5,48	0,18	33,45	8,29	0,04	0,04	20,7				98,48	Пискунов, 1966 г.
137	Дружнинский	серпентинит	В-1096/2	39,82	0,1	1,92	7,76	0,07	36,68	0,93	0,1	0,1	11,3				98,78	Тевелев, 2000 г.
138	Дружнинский	серпентинит	В-1096	39,18	0,1	2,5	7,86	0,09	35,48	1,03	0,1	0,1	12,39				98,83	Тевелев, 2000 г.
139	Дружнинский	серпентинит	В-214,20	33,63	0,15	2,16	9,91	0,11	27,9	7,9	0,05		17,18				98,99	Бабкин, 1988 г.
140	Дружнинский	серпентинит	Д-2100/3	37,25	0,05	0,26	7,6	0,07	37,57	2,37	0,1	0,1	13,64				99,01	Тевелев, 2000 г.
141	Дружнинский	серпентинит	67/27	35,45	0,12	1,12	4,3	0,07	34,74	5,17	0,05	0,06	18,0				99,08	Бабкин, 1988 г.
142	Дружнинский	серпентинит	65/27	37,59	0,05	0,63	5,98	0,08	39,46	0,14	0,05		15,12				99,1	Бабкин, 1988 г.
143	Дружнинский	серпентинит	В-214,26	39,46	0,18	2,08	8,36	0,1	36,11	0,29	0,05		12,52				99,15	Бабкин, 1988 г.
144	Дружнинский	серпентинит	Д-2100/4	38,86	0,05	0,3	7,73	0,09	39,76	0,47	0,1	0,1	11,86				99,32	Тевелев, 2000 г.
145	Дружнинский	серпентинит	39/1	41,13	0,06	2,0	7,48	0,11	34,36	1,57	0,05	0,01	12,58				99,35	Бабкин, 1988 г.
146	Дружнинский	серпентинит	39/27	39,01	0,06	1,4	10,46	0,03	36,26	1,24	0,05	0,01	11,0				99,52	Бабкин, 1988 г.
147	Дружнинский	серпентинит		38,88	0,05	0,84	8,22	0,07	37,37	0,82	0,01	0,01	13,6				99,87	Бердюгин, 1986 г.
148	Дружнинский	серпентинит	39/27	39,01	0,06	1,4	10,46	0,03	36,26	1,24	0,01	0,02	11,8				100,29	Пискунов, 1966 г.
149	Дружнинский	серпентинит	63/14	40,03	0,05	0,5	8,24	0,1	36,99	1,07	0,05		13,42				100,45	Бабкин, 1988 г.
150	Ирмельский		1943	39,01	0,07	0,95	7,88	0,1	38,05	0,32	0,03	0,04	12,6	0,36	0,28	0,01	99,7	Эдельштейн, 1964 г.
151	Ирмельский		1932	39,7	0,08	1,35	7,48	0,13	38,1	0,56	0,18		11,56	0,43	0,25	0,01	99,83	Эдельштейн, 1964 г.
152	Ирмельский		2555	39,87	0,06	1,0	8,41	0,06	38,26	0,56	0,01	0,03	11,32	0,31	0,24	0,01	100,14	Эдельштейн, 1964 г.
153	Ирмельский		1942	40,49	0,06	1,01	5,51	0,1	39,74	0,35	0,03	0,02	12,34	0,33	0,29	0,01	100,28	Эдельштейн, 1964 г.
154	Ирмельский		2559	39,52	0,08	1,53	7,24	0,08	38,3	0,35	0,03	0,04	12,54	0,31	0,28	0,01	100,31	Эдельштейн, 1964 г.
155	Ирмельский		2549	41,68	0,07	1,3	7,05	0,11	37,8	0,35	0,03	0,04	11,36	0,33	0,27	0,01	100,4	Эдельштейн, 1964 г.
156	Ишканинский	перидотит		37,6	0,02	2,01	7,55	0,1	37,06	1,39			12,14				97,87	Варлаков *
157	Ишканинский	перидотит		37,22		1,51	3,89	0,13	41,63	0,1			13,26	0,22	0,19		98,15	Варлаков *
158	Ишканинский	перидотит	М-5а	39,14		0,22	8,47	0,15	37,47	0,45			12,4				98,3	Дунаев, Зайков, 2003
159	Ишканинский	перидотит	М-1а	39,48		0,51	8,13	0,13	36,83	0,61			12,62				98,31	Дунаев, Зайков, 2003
160	Ишканинский	перидотит	142	37,8			8,06	0,08	37,4	0,09			14,23	0,42	0,27		98,35	Варлаков, 1978
161	Ишканинский	перидотит	М-6а	36,72		0,44	13,4	0,06	35,42	0,45			11,94				98,43	Дунаев, Зайков, 2003
162	Ишканинский	перидотит	И-834	39,63		0,23	9,26	0,05	36,56	0,41			12,34				98,48	Дунаев, Зайков, 2003
163	Ишканинский	перидотит	599	39,26		0,1	7,13	0,05	37,3	0,43			13,56	0,34	0,33		98,5	Варлаков, 1978
164	Ишканинский	перидотит	И-836-2	39,2		0,42	7,6	0,07	37,99	0,2			13,12				98,6	Дунаев, Зайков, 2003
165	Ишканинский	перидотит		38,48	0,06	1,09	10,1	0,08	35,47	0,66			12,46	0,22	0,22		98,62	Варлаков *
166	Ишканинский	перидотит	И-843-1	39,27		0,45	7,85	0,06	37,61	0,16			13,25				98,65	Дунаев, Зайков, 2003
167	Ишканинский	перидотит	М-17а	37,8		0,42	10,9	0,05	36,95	0,34			12,2				98,66	Дунаев, Зайков, 2003
168	Ишканинский	перидотит	И-830	39,77		0,14	8,58	0,08	37,44	0,32			12,55				98,88	Дунаев, Зайков, 2003
169	Ишканинский	перидотит	Д-889	40,56		2,19	8,01	0,07	35,21	0,06			12,84				98,94	Дунаев, Зайков, 2003
170	Ишканинский	перидотит	618-5	40,99		0,21	6,92	0,15	37,28	0,46			12,94				98,95	Дунаев, Зайков, 2003
171	Ишканинский	перидотит		38,18		1,97	5,72	0,11	39,82	0,6			12,04	0,29	0,25		98,98	Варлаков *
172	Ишканинский	перидотит		37,06	0,06	0,79	8,68	0,16	39,09	0,66			11,94	0,31	0,25		99,0	Варлаков *
173	Ишканинский	перидотит	605	40,14			9,94	0,06	36,41	0,02			11,43	0,74	0,28		99,02	Варлаков, 1978
174	Ишканинский	перидотит	62-605	40,14			9,94	0,06	36,41	0,02	0,19		11,43	0,74	0,2	0,011	99,16	Варлаков, 1978
175	Ишканинский	перидотит		39,72		1,26	9,16		34,99	2,08			11,64	0,2	0,1	0,013	99,16	Варлаков *
176	Ишканинский	перидотит	6565	39,86		0,7	7,9		36,98	0,41			12,46	0,58	0,28		99,17	Варлаков, 1978

Приложение 2 (стр.5 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
177	Ишканинский	перидотит		38,56		0,66	9,65		36,82	0,96			12,24	0,19	0,11		99,19	Варлаков *
178	Ишканинский	перидотит	Д-882	40,28		1,58	9,87	0,06	34,65	0,05			12,72				99,21	Дунаев, Зайков, 2003
179	Ишканинский	перидотит	Д-888	41,26		1,79	8,52	0,08	34,61	0,07			12,9				99,23	Дунаев, Зайков, 2003
180	Ишканинский	перидотит	Д-879	39,77		1,67	12,04	0,12	33,06	0,1			12,5				99,26	Дунаев, Зайков, 2003
181	Ишканинский	перидотит	618-25	39,3		0,3	8,08	0,05	38,91	0,33			12,3				99,27	Дунаев, Зайков, 2003
182	Ишканинский	перидотит	Д-895	40,3		2,09	8,73	0,1	34,71	0,05			13,29				99,27	Дунаев, Зайков, 2003
183	Ишканинский	перидотит	Д-881	39,9		1,79	10,05	0,07	34,81	0,06			12,65				99,33	Дунаев, Зайков, 2003
184	Ишканинский	перидотит		38,44		1,21	9,87		36,11	0,12			13,28	0,22	0,11		99,36	Варлаков *
185	Ишканинский	перидотит	скв-78, 45 м	38,56		0,85	9,65		36,82	0,96			12,24	0,19	0,11	0,015	99,4	Варлаков, 1978
186	Ишканинский	перидотит	Д-885	40,25		1,69	9,08	0,08	35,35	0,04			12,92				99,41	Дунаев, Зайков, 2003
187	Ишканинский	перидотит	Д-880	40,53		1,78	9,53	0,16	34,56	0,07			12,82				99,45	Дунаев, Зайков, 2003
188	Ишканинский	перидотит	Д-883	40,04		1,92	11,15	0,1	33,67	0,07			12,51				99,46	Дунаев, Зайков, 2003
189	Ишканинский	перидотит	Д-886	41,05		1,96	7,84	0,05	35,36	0,06			13,23				99,55	Дунаев, Зайков, 2003
190	Ишканинский	перидотит	Д-887	40,98		1,75	8,43	0,08	35,33	0,06			12,94				99,57	Дунаев, Зайков, 2003
191	Ишканинский	перидотит	50	36,5		8,41	0,11	38,55	0,02				15,3	0,52	0,2		99,61	Варлаков, 1978
192	Ишканинский	перидотит		37,2		2,25	10,19		37,03	0,24			12,48	0,12	0,1		99,61	Варлаков *
193	Ишканинский	перидотит	6102	40,44		1,47	7,69	0,12	36,58	0,61			11,9	0,51	0,32		99,64	Варлаков, 1978
194	Ишканинский	перидотит		35,88		0,53	8,64		38,74	0,06			15,24	0,29	0,27		99,65	Варлаков *
195	Ишканинский	перидотит	Д-884	39,2		1,65	13,41	0,1	33,13	0,09			12,09				99,67	Дунаев, Зайков, 2003
196	Ишканинский	перидотит	ср-5 (срв-78)	38,06		1,39	9,51		36,72	0,69			12,98	0,35	0,11	0,013	99,82	Варлаков, 1978
197	Ишканинский	перидотит	6103	39,92		1,07	6,84	0,16	36,59	0,36			14,16	0,51	0,27		99,88	Варлаков, 1978
198	Ишканинский	перидотит	6140-а	40,54		0,58	6,09	0,1	37,26	0,52			14,1	0,45	0,25		99,89	Варлаков, 1978
199	Ишканинский	перидотит	63	38,44		1,43	9,87		36,11	0,12			13,59	0,36	0,11		100,03	Варлаков, 1978
200	Ишканинский	перидотит	75	38,56		0,85	9,65		36,82	0,96			12,91	0,19	0,11		100,05	Варлаков, 1978
201	Ишканинский	перидотит	76	39,72		1,46	9,16		34,99	2,08			12,33	0,35	0,1		100,19	Варлаков, 1978
202	Ишканинский	перидотит	скв-68, 144 м	38,48	0,06	1,09	10,1	0,08	35,47	0,66			13,56	0,64	0,22	0,015	100,42	Варлаков, 1978
203	Ишканинский	перидотит	106	37,22		1,73	3,89	0,13	41,63	0,1			15,26	0,36	0,19		100,51	Варлаков, 1978
204	Ишканинский	перидотит	77	37,2		2,37	10,19		37,03	0,24			13,2	0,2	0,1		100,53	Варлаков, 1978
205	Ишканинский	лунит	4284-5	34,4		0,95	6,78	0,09	41,7	0,68			15,58	0,32	0,28		100,78	Варлаков, 1978
206	Ишканинский	перидотит	69	35,88		0,82	8,64		38,74	0,06			15,93	0,49	0,27		100,83	Варлаков, 1978
207	Ишканинский	перидотит	216	38,18		2,26	5,72	0,11	39,82	0,6			13,42	0,5	0,23		100,84	Варлаков, 1978
208	Ишканинский	перидотит	7	37,06		1,1	8,68	0,16	39,09	0,66			13,58	0,3	0,25		100,88	Варлаков, 1978
209	Ишканинский	перидотит	15	37,6		2,01	7,56	0,1	37,06	1,39			14,6	0,38	0,23		100,93	Варлаков, 1978
210	Ишканинский	перидотит	9	38,48		1,69	10,1	0,08	35,47	0,66			13,56	1,0	0,24		101,28	Варлаков, 1978
211	Ишканинский	перидотит	М-3а	39,9		0,63	13,2	0,09	35,37	0,48			12,22				101,89	Дунаев, Зайков, 2003
212	Калканский	перидотит	U-86	36,95	0,01	0,75	9,2	0,12	38,94	0,1	0,02	0,02	13,2				99,32	Чаплыгина, 2003
213	Калканский	перидотит	U-87	39,94	0,01	1,24	7,79	0,13	39,73	0,1	0,02	0,02	10,33				99,32	Чаплыгина, 2003
214	Калканский	перидотит	U-90	37,22	0,01	1,3	8,84	0,12	38,82	0,1	0,02	0,02	12,92				99,38	Чаплыгина, 2003
215	Калканский	перидотит	U-81	37,1	0,01	1,01	7,83	0,11	41,21	0,22	0,02	0,03	11,87				99,42	Чаплыгина, 2003
216	Калканский	перидотит	U-84	36,86	0,01	0,71	8,3	0,17	40,64	0,1	0,04	0,04	12,56				99,44	Чаплыгина, 2003
217	Калканский	перидотит	U-80	37,84	0,01	0,83	7,68	0,04	39,91	0,1	0,02	0,03	13,03				99,5	Чаплыгина, 2003
218	Калканский	перидотит	U-74	38,72	0,06	0,54	8,2	0,11	40,21	0,24	0,02	0,03	11,37				99,51	Чаплыгина, 2003
219	Калканский	перидотит	U-78	37,78	0,01	0,8	7,37	0,04	39,71	0,1	0,02	0,03	13,71				99,58	Чаплыгина, 2003
220	Калканский	перидотит	U-77	39,37	0,01	1,5	7,31	0,07	39,96	0,1	0,02	0,03	11,28				99,66	Чаплыгина, 2003
221	Калканский	перидотит	U-76	37,88	0,01	1,27	7,08	0,09	40,31	0,1	0,02	0,02	12,9				99,69	Чаплыгина, 2003

Приложение 2 (стр.6 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лпш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
222	Калканский	перидотит	U-72	38,24	0,07	0,7	7,71	0,1	40,7	0,14	0,03	0,02	12,0				99,72	Чаплыгина, 2003
223	Калканский	перидотит	U-71	36,16	0,06	0,37	8,0	0,1	41,54	0,28	0,02	0,02	13,21				99,77	Чаплыгина, 2003
224	Калканский	перидотит	U-73	38,87	0,07	0,58	8,42	0,11	40,46	0,26	0,03	0,02	10,97				99,8	Чаплыгина, 2003
225	Калканский	перидотит	U-82	33,88	0,01	0,81	7,76	0,11	41,77	0,1	0,02	0,03	15,37				99,87	Чаплыгина, 2003
226	Калканский	перидотит	U-83	37,6	0,01	0,91	7,65	0,12	39,19	0,1	0,02	0,03	14,31				99,95	Чаплыгина, 2003
227	Калканский	перидотит	U-85	33,8	0,01	0,92	7,85	0,11	42,18	0,1	0,02	0,03	14,93				99,96	Чаплыгина, 2003
228	Калканский	перидотит	U-70	39,72	0,06	1,12	7,74	0,1	39,7	0,35	0,03	0,07	11,1				100,01	Чаплыгина, 2003
229	Калканский	перидотит	U-79	37,59	0,01	0,94	7,5	0,08	39,86	0,1	0,02	0,03	14,27				100,41	Чаплыгина, 2003
230	Калканский	перидотит	U-75	34,55	0,01	1,16	7,27	0,06	43,04	0,1	0,02	0,02	14,19				100,43	Чаплыгина, 2003
231	Калканский		3717	39,82	0,05	0,76	7,33	0,12	39,29	0,21		0,01	11,87	0,49	0,29		100,24	Эдельштейн, 1964 г.
232		перидотиты и апоперидитовые серпентиниты	2306	38,45	0,12	1,58	7,22	0,15	38,49	0,57			12,32	0,48	0,24		99,62	Эдельштейн, 1964 г.
233			2330	37,94	0,14	1,87	7,54	0,09	38,29	0,43	0,29		12,44	0,4	0,2		99,63	Эдельштейн, 1964 г.
234	Карагайкульский		1866	40,0	0,07	0,88	7,1	0,09	39,04	0,42			11,93	0,19	0,28		100,0	Эдельштейн, 1964 г.
235			2319	38,66	0,07	1,12	8,41	0,11	38,58	0,28			12,45	0,34	0,25		100,27	Эдельштейн, 1964 г.
236		гарибуртит	2002	36,58	0,08	1,12	13,67	0,17	36,26	0,28		0,01	11,32	0,55	0,28		100,32	Эдельштейн, 1964 г.
237	Катралинский	гарибуртит	1	39,05	0,12	3,15	8,3	0,21	35,41	0,57			12,32		0,3		99,43	Криницкий, 1963 г.
238	Катралинский	гарибуртит	61	40,77	0,09	1,82	6,5	0,14	37,36	0,28			12,23		0,28		99,47	Криницкий, 1963 г.
239	Катралинский	гарибуртит	38	38,09	0,06	1,96	7,07	0,16	37,82	0,36			13,81		0,28		99,61	Криницкий, 1963 г.
240	Катралинский	гарибуртит	84	40,31	0,12	1,8	7,39	0,11	37,26	0,28			12,08		0,28		99,63	Криницкий, 1963 г.
241	Катралинский	гарибуртит	4	39,85	0,09	2,46	6,64	0,09	37,69	0,42			12,1		0,3		99,64	Криницкий, 1963 г.
242	Катралинский	лериолит	807	39,26	0,11	2,32	5,35	0,11	37,55	2,31			12,4		0,23		99,64	Криницкий, 1963 г.
243	Катралинский	гарибуртит	40	38,78	0,08	1,7	7,26	0,1	37,31	0,35			13,8		0,28		99,66	Криницкий, 1963 г.
244	Катралинский	гарибуртит	101	40,66	0,07	1,35	7,4	0,64	37,2	0,42			11,69		0,24		99,67	Криницкий, 1963 г.
245	Катралинский	гарибуртит	27	38,83	0,12	2,9	9,19	0,11	36,28	0,28			11,69		0,28		99,68	Криницкий, 1963 г.
246	Катралинский	гарибуртит	14	39,67	0,08	2,05	7,04	0,08	37,64	0,28			12,6		0,27		99,71	Криницкий, 1963 г.
247	Катралинский	гарибуртит	44	38,49	0,1	2,26	7,15	0,12	37,47	0,57			13,29		0,28		99,73	Криницкий, 1963 г.
248	Катралинский	гарибуртит	31	37,71	0,1	1,69	7,46	0,12	37,74	0,43			14,21		0,27		99,73	Криницкий, 1963 г.
249	Катралинский	гарибуртит	97	39,03	0,06	1,95	7,4	0,12	37,74	0,42			12,78		0,26		99,76	Криницкий, 1963 г.
250	Катралинский	гарибуртит	94	40,49	0,1	2,73	5,92	0,14	36,86	0,87			12,46		0,24		99,81	Криницкий, 1963 г.
251	Катралинский	гарибуртит	53	39,68	0,1	2,17	7,08	0,12	36,44	0,57			13,4		0,28		99,84	Криницкий, 1963 г.
252	Катралинский	гарибуртит	19	39,03	0,12	1,76	8,09	0,12	36,87	0,43			13,19		0,27		99,88	Криницкий, 1963 г.
253	Катралинский	гарибуртит	87	39,15	0,12	2,14	6,81	0,14	37,77	0,28			13,2		0,27		99,88	Криницкий, 1963 г.
254	Катралинский	гарибуртит	11	37,82	0,1	2,29	7,15	0,14	37,91	0,43			13,8		0,26		99,9	Криницкий, 1963 г.
255	Катралинский	гарибуртит	99	40,27	0,11	2,51	7,4	0,15	35,0	0,99			13,25		0,25		99,93	Криницкий, 1963 г.
256	Катралинский	гарибуртит	36	39,84	0,06	2,13	7,62	0,12	37,66	0,43			11,85		0,3		100,01	Криницкий, 1963 г.
257	Катралинский	гарибуртит	34	38,87	0,06	1,84	7,04	0,14	37,26	0,28			14,25		0,28		100,02	Криницкий, 1963 г.
258	Катралинский	гарибуртит	105	37,1	0,08	1,02	7,03	0,14	39,93	0,42			14,13		0,26		100,11	Криницкий, 1963 г.
259	Катралинский	гарибуртит	18	40,92	0,08	2,11	5,82	0,14	37,89	0,35			12,61		0,26		100,18	Криницкий, 1963 г.
260	Катралинский	гарибуртит	103	38,49	0,08	1,53	7,68	0,15	38,7	0,57			12,75		0,24		100,19	Криницкий, 1963 г.
261	Катралинский	гарибуртит	9	39,05	0,08	2,3	7,27	0,09	36,95	0,43			13,91		0,26		100,34	Криницкий, 1963 г.
262	Катралинский	гарибуртит	59	40,3	0,1	2,16	7,18	0,14	37,34	0,78			12,37		0,28		100,65	Криницкий, 1963 г.
263	Кабзахский			39,1	0,02	0,35	8,27	0,05	37,02	0,1			13,78				98,71	Кораблев, 1999 г.
264	Кабзахский	серпентинит		40,48	0,02	0,25	8,72	0,05	36,8	0,1			12,6				99,04	Кораблев, 1999 г.
265	Кабзахский	апогарибуртитовый		41,7	0,02	0,72	8,88	0,05	36,24	0,1			11,47				99,2	Кораблев, 1999 г.
266	Кабзахский			41,9	0,02	0,42	7,82	0,05	37,02	0,1			12,26				99,61	Кораблев, 1999 г.

Приложение 2 (стр.7 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ppm	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
267	Кемпирсайский	гарибуртит		39,1	0,04	1,8	7,26	0,15	35,6	0,34	0,06	0,04	13,6	0,13	0,2		98,32	Москваева, 1974
268	Кемпирсайский	гарибуртит		37,06		1,78	7,35	0,11	40,56	0,04			11,2	0,33			98,43	Москваева, 1974
269	Кемпирсайский	дунит		32,91	0,03	1,18	8,48	0,16	40,47	0,3	0,06	0,03	14,73	0,09	0,29		98,73	Москваева, 1974
270	Кемпирсайский	гарибуртит		36,96	0,08	0,43	8,51	0,13	40,58	0,23	0,09	0,16	11,3	0,11	0,25		98,83	Москваева, 1974
271	Кемпирсайский	дунит		35,58	0,08	0,34	5,25	0,12	41,88	0,16	0,13	0,2	14,69	0,22	0,27		98,92	Москваева, 1974
272	Кемпирсайский	дунит		35,71	0,1	0,49	6,7	0,08	42,59	0,12	0,13		12,75	0,2			98,92	Москваева, 1974
273	Кемпирсайский	пироксенит		49,55		0,04	28,64	0,36	19,68	0,23	0,24	0,04	0,27				99,05	Москваева, 1974
274	Кемпирсайский	дунит		34,86	0,28	0,4	7,79	0,12	41,42	0,28	0,1	0,16	13,37		0,27		99,05	Москваева, 1974
275	Кемпирсайский	дунит		37,53	0,06	0,08	7,52	0,08	39,31	0,52	0,12		13,61	0,15	0,1		99,12	Москваева, 1974
276	Кемпирсайский	гарибуртит		39,24	0,2	1,98	7,28	0,13	38,46	1,79	0,14	0,16	9,41	0,13	0,24		99,16	Москваева, 1974
277	Кемпирсайский	дунит		37,35	0,24	1,74	5,6		39,98	0,46	0,04		13,73	0,29			99,43	Москваева, 1974
278	Кемпирсайский	дунит		34,68	0,17	0,29	7,75	0,04	40,13		0,09		16,05	0,24			99,5	Москваева, 1974
279	Кемпирсайский	дунит		37,3	0,17	0,67	7,16		41,01	0,52	0,09		12,46	0,09			99,5	Москваева, 1974
280	Кемпирсайский	гарибуртит		37,64		2,31	7,07	0,09	39,32	1,13	0,11	0,04	11,55	0,31			99,57	Москваева, 1974
281	Кемпирсайский	дунит		35,51	0,17	0,81	7,63	0,12	40,27	0,23			14,43	0,34			99,59	Москваева, 1974
282	Кемпирсайский	гарибуртит		39,62	0,15	1,21	10,1	0,16	39,02	0,72	0,1	0,2	7,78	0,36	0,21		99,63	Москваева, 1974
283	Кемпирсайский	гарибуртит		38,32	0,13	1,17	8,49	0,15	38,86	0,95	0,12	0,2	10,6	0,46	0,24		99,69	Москваева, 1974
284	Кемпирсайский	гарибуртит		38,14	0,24	1,87	8,77	0,08	35,42	1,51	0,03	0,66	12,18	0,76			99,7	Москваева, 1974
285	Кемпирсайский	гарибуртит		42,12	0,17	1,06	7,92	0,13	39,2	0,35			8,47	0,26			99,77	Москваева, 1974
286	Кемпирсайский	дунит-гарибуртит		36,47	0,08	1,07	7,51	0,08	40,12	0,52			13,65	0,25			99,81	Москваева, 1974
287	Кемпирсайский	гарибуртит		42,51	0,12	1,62	7,89	0,08	38,46	0,4			8,09	0,6			99,82	Москваева, 1974
288	Кемпирсайский	гарибуртит		39,15	0,19	2,18	8,1	0,08	36,38	0,23			13,11	0,33			99,84	Москваева, 1974
289	Кемпирсайский	гарибуртит		39,6	0,47	5,66	6,86	0,1	33,52	1,27	0,44	0,6	10,93	0,41			99,86	Москваева, 1974
290	Кемпирсайский	гарибуртит		36,55	0,12	2,0	12,85	0,13	35,23	0,52	0,06	0,04	11,74	0,43	0,2		99,87	Москваева, 1974
291	Кемпирсайский	дунит-гарибуртит		35,27	0,07	0,71	7,76	0,08	41,44	0,11	0,16		13,63	0,61			99,89	Москваева, 1974
292	Кемпирсайский	дунит-гарибуртит		38,1	0,17	0,88	6,78	0,08	41,21	0,35	0,09		11,98	0,16			99,89	Москваева, 1974
293	Кемпирсайский	гарибуртит		37,82	0,15	1,14	7,48	0,11	38,6	0,12	0,08		14,13	0,21			99,9	Москваева, 1974
294	Кемпирсайский			35,8	0,2	1,05	7,18	0,08	40,8	0,06	0,26		13,95	0,44			99,91	Москваева, 1974
295	Кемпирсайский			37,37	0,08	0,69	8,19	0,08	39,16	0,17	0,19		13,7	0,26			99,92	Москваева, 1974
296	Кемпирсайский			38,35	0,07	1,22	8,0	0,08	40,62	0,52	0,21		10,37	0,43	0,02		99,94	Москваева, 1974
297	Кемпирсайский			37,3	0,17	0,75	7,45	0,07	40,7	0,23	0,26		12,93	0,29			100,22	Москваева, 1974
298	Кемпирсайский			36,64	0,08	0,32	8,35	0,12	41,28		0,1	0,2	13,75	0,02	0,22		101,08	Москваева, 1974
299	Кемпирсайский			35,54	0,18	1,2	7,07	0,09	39,51	0,11	0,25		15,08	0,98			100,12	Москваева, 1974
300	Кемпирсайский			35,05	0,15	0,76	7,67	0,08	42,74	0,06	0,09		13,16	0,34			100,16	Москваева, 1974
301	Кемпирсайский	дунит-гарибуртиты		35,3		1,8	6,8		40,7				12,6				97,2	Прохорова *
302	Кемпирсайский			35,58	0,08	0,34	5,25	0,12	41,88	0,16	0,13	0,2	14,59	0,22	0,27		98,82	Москваева, 1974
303	Кемпирсайский			36,96	0,08	0,43	8,51	0,13	40,58	0,23	0,09	0,16	11,3	0,11	0,25		98,83	Москваева, 1974
304	Кемпирсайский			36,64	0,08	0,32	8,35	0,12	41,28		0,1	0,2	13,75	0,02	0,22		101,08	Москваева, 1974
305	Кемпирсайский		km-729	42,08	0,01	0,97	8,64	0,04	46,34	0,8	0,09	0,12					99,25	Савельева и др., 1998
306	Кемпирсайский			37,3	0,17	0,67	7,16		41,01	0,52	0,09		12,46	0,09			99,5	Москваева, 1974
307	Кемпирсайский			34,68	0,17	0,29	7,75	0,04	40,13		0,09		16,05	0,24			99,5	Москваева, 1974
308	Кемпирсайский	дунит-гарибуртиты	km-448-3	37,33	0,2	2,49	8,0	0,17	38,65	1,3	0,25	0,09	11,08				99,56	Савельева и др., 1998
309	Кемпирсайский			35,51	0,17	0,81	7,63	0,12	40,27	0,23			14,43	0,34			99,59	Москваева, 1974
310	Кемпирсайский			36,47	0,08	1,07	7,51	0,08	40,12	0,52			13,65	0,25			99,81	Москваева, 1974
311	Кемпирсайский			35,8	0,2	1,05	7,18	0,08	40,8	0,06	0,26		13,95	0,44			99,91	Москваева, 1974

Приложение 2 (стр.8 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лпш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
312	Кемпирсайский			35,54	0,18	1,2	7,07	0,09	39,51	0,11	0,25		15,08	0,98			100,12	Москалева, 1974
313	Кемпирсай	дунит		35,0	0,17	0,55	8,21	0,12	41,6	0,17	0,13		13,5	0,29	0,13		99,93	Москалева, 1974
314	Кемпирсай	дунит		33,52	0,06	0,47	6,39	0,08	42,44	0,17	0,18		16,38	0,22			99,94	Москалева, 1974
315	Кемпирсай	гарибургит		37,83	0,18	1,26	6,77	0,08	39,72	0,17	0,18		13,33	0,36			99,95	Москалева, 1974
316	Кемпирсай	гарибургит		40,02	0,16	2,05	7,2	0,09	37,72	1,13	0,22		11,23	0,23			100,09	Москалева, 1974
317	Кемпирсай	гарибургит		37,68	0,22	1,37	8,38		37,72	0,82	0,13		13,41	0,33			100,11	Москалева, 1974
318	Кемпирсай	гарибургит		40,6	0,17	0,62	7,61	0,08	36,37	0,06	0,24		14,14	0,23			100,18	Москалева, 1974
319	Кемпирсай	дунит		35,33	0,05	0,54	8,19	0,11	41,81	0,17	0,2		13,49	0,27			100,19	Москалева, 1974
320	Кемпирсай	гарибургит		40,85	0,08	0,82	7,97	0,08	38,75	0,17	0,05		11,11	0,28			100,2	Москалева, 1974
321	Кемпирсай	гарибургит		42,5	0,18	1,53	6,29	0,08	36,97	1,73	0,38		10,2	0,26			100,21	Москалева, 1974
322	Кемпирсай	гарибургит		38,6	0,13	3,12	8,21	0,09	35,66	0,32	0,15		13,29	0,61			100,22	Москалева, 1974
323	Кемпирсай	дунит		34,8	0,17	0,75	7,14	0,07	41,7	0,21	0,2		14,82	0,23	0,19		100,34	Москалева, 1974
324	Кемпирсай	дунит		34,04	0,16	0,54	6,47	0,08	42,4	0,06	0,15		15,71	0,68			100,38	Москалева, 1974
325	Кемпирсай	дунит		34,0	0,18	1,0	7,4	0,08	41,52	0,06	0,23		15,39	0,29	0,27		100,48	Москалева, 1974
326	Кемпирсай	дунит		35,1	0,18	1,39	8,46	0,07	42,03	0,11	0,1		12,06	0,78	0,15		100,49	Москалева, 1974
327	Кемпирсайский	перидотит		38,17		0,23	8,46	0,11	35,87		0,11		13,28	0,51	0,31	0,07	97,12	Цибульчик *
328	Кемпирсайский	перидотит		39,5		0,76	8,18	0,04	35,28	0,06			13,26	0,36	0,15		97,59	Маркина, Петрова *
329	Кемпирсайский	перидотит		39,1	0,04	1,8	7,26	0,15	35,6	0,34	0,06	0,04	13,6	0,13	0,2		98,32	Москалева, 1974
330	Кемпирсайский	перидотит		37,06		1,78	7,35	0,11	40,56	0,04			11,2	0,33			98,43	Москалева, 1974
331	Кемпирсайский	дунит		33,04		1,16	8,51	0,13	40,73	0,1			14,54	0,52			98,73	Разумова *
332	Кемпирсайский	дунит		32,91	0,03	1,18	8,48	0,16	40,47	0,3	0,06	0,03	14,73	0,09	0,29		98,73	Москалева, 1974
333	Кемпирсайский	дунит		35,71	0,1	0,49	6,7	0,08	42,59	0,12	0,13		12,75	0,2			98,92	Москалева, 1974
334	Кемпирсайский	дунит		34,86	0,28	0,4	7,79	0,12	41,42	0,28	0,1	0,16	13,37		0,27		99,05	Москалева, 1974
335	Кемпирсайский	перидотит		37,53	0,06	0,08	7,52	0,08	39,31	0,52	0,12		13,61	0,15	0,1		99,12	Москалева, 1974
336	Кемпирсайский	перидотит		39,24	0,2	1,98	7,28	0,13	38,46	1,79	0,14	0,16	9,41	0,13	0,24		99,16	Москалева, 1974
337	Кемпирсайский	перидотит		39,89		0,29	7,93	0,08	34,72				15,72	0,25	0,36		99,24	Алшков *
338	Кемпирсайский	дунит		33,76		0,76	8,06		39	0,21	0,2	0,04	17,04	0,35			99,42	Павлов *
339	Кемпирсайский	перидотит		37,35	0,24	1,74	5,6		39,98	0,46	0,04		13,73	0,29			99,43	Москалева, 1974
340	Кемпирсайский	перидотит		38,94		1,68	4,49	0,91	36,4	1,04			15,92	0,18			99,56	Разумова *
341	Кемпирсайский	перидотит		37,64		2,31	7,07	0,09	39,32	1,13	0,11	0,04	11,55	0,31			99,57	Москалева, 1974
342	Кемпирсайский	перидотит		39,62	0,15	1,21	10,1	0,16	39,02	0,72	0,1	0,2	7,78	0,36	0,21		99,63	Москалева, 1974
343	Кемпирсайский	перидотит		38,52		0,83	7,85	0,08	35,98	0,25	0,1	0	15,39	0,36	0,29		99,65	Гинзбург *
344	Кемпирсайский	перидотит		38,32	0,13	1,17	8,49	0,15	38,86	0,95	0,12	0,2	10,6	0,46	0,24		99,69	Москалева, 1974
345	Кемпирсайский	перидотит		38,14	0,24	1,87	8,77	0,08	35,42	1,51	0,03	0,66	12,18	0,76			99,7	Москалева, 1974
346	Кемпирсайский	перидотит		35,86	0,02	1,2	7,21		38,65				16,5	0,25	0,08		99,77	Павлов, Григорьева, 1978
347	Кемпирсайский	перидотит		42,12	0,17	1,06	7,92	0,13	39,2	0,35			8,47	0,26			99,77	Москалева, 1974
348	Кемпирсайский	перидотит		35,86	0,02	1,2	7,21		38,65				16,5	0,25	0,08	0,01	99,78	Хромиты, 1940
349	Кемпирсайский	перидотит		42,51	0,12	1,62	7,89	0,08	38,46	0,4			8,09	0,6			99,82	Москалева, 1974
350	Кемпирсайский	перидотит		39,15	0,19	2,18	8,1	0,08	36,38	0,23			13,11	0,33			99,84	Москалева, 1974
351	Кемпирсайский	перидотит		39,6	0,47	5,66	6,86	0,1	33,52	1,27	0,44	0,6	10,93	0,41			99,86	Москалева, 1974
352	Кемпирсайский	перидотит		36,55	0,12	2,0	12,85	0,13	35,23	0,52	0,06	0,04	11,74	0,43	0,2		99,87	Москалева, 1974
353	Кемпирсайский	дунит		35,27	0,07	0,71	7,76	0,08	41,44	0,11	0,16		13,63	0,61			99,89	Москалева, 1974
354	Кемпирсайский	перидотит		38,1	0,17	0,88	6,78	0,08	41,21	0,35	0,09		11,98	0,16			99,89	Москалева, 1974
355	Кемпирсайский	перидотит		37,82	0,15	1,14	7,48	0,11	38,6	0,12	0,08		14,13	0,21			99,9	Москалева, 1974
356	Кемпирсайский	перидотит		37,37	0,08	0,69	8,19	0,08	39,16	0,17	0,19		13,7	0,26			99,92	Москалева, 1974

Приложение 2 (стр.9 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ppm	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
357	Кемпирсайский	дунит		35,0	0,17	0,55	8,21	0,12	41,6	0,17	0,13		13,5	0,29	0,13		99,93	Москалева, 1974
358	Кемпирсайский	перидотит		38,35	0,07	1,22	8,0	0,08	40,62	0,52	0,21		10,37	0,43	0,02		99,94	Москалева, 1974
359	Кемпирсайский	перидотит		37,83	0,18	1,26	6,77	0,08	39,72	0,17	0,18		13,33	0,36			99,95	Москалева, 1974
360	Кемпирсайский	перидотит		38,56	0,04	1,34	8,08		36,0	1,06			14,72	0,15			99,95	Павлов *
361	Кемпирсайский	дунит		35,02		0,61	6,63	0,17	37,35	2,42	0,12		17,46	0,09	0,12		99,99	Алешков *
362	Кемпирсайский	перидотит		40,02	0,16	2,05	7,2	0,09	37,72	1,13	0,22		11,23	0,23			100,09	Москалева, 1974
363	Кемпирсайский	перидотит		38,56	0,04	1,34	8,08		36,2	1,06			14,6	0,15	0,06	0,01	100,1	Хромиты, 1940
364	Кемпирсайский	перидотит		37,68	0,22	1,37	8,38		37,72	0,82	0,13		13,41	0,33			100,11	Москалева, 1974
365	Кемпирсайский	перидотит		37,94		0,77	7,49		39,65	0,4	0,26	0,08	13,16	0,37			100,12	Павлов *
366	Кемпирсайский	дунит		35,05	0,15	0,76	7,67	0,08	42,74	0,06	0,09		13,16	0,34			100,16	Москалева, 1974
367	Кемпирсайский	перидотит		37,94		0,77	7,49	0,04	39,38	0,4	0,26	0,08	13,16	0,37	0,27		100,16	Павлов, Григорьева, 1978
368	Кемпирсайский	перидотит		40,6	0,17	0,62	7,61	0,08	36,37	0,06	0,24		14,14	0,23			100,18	Москалева, 1974
369	Кемпирсайский	дунит		35,33	0,05	0,54	8,19	0,11	41,81	0,17	0,2		13,49	0,27			100,19	Москалева, 1974
370	Кемпирсайский	перидотит		40,85	0,08	0,82	7,97	0,08	38,75	0,17	0,05		11,11	0,28			100,2	Москалева, 1974
371	Кемпирсайский	дунит		34,22	0,06	1,98	6,5	0,08	42,48	0,07	0,12	0,1	14,6				100,21	Шарфман *
372	Кемпирсайский	перидотит		42,5	0,18	1,53	6,29	0,08	36,97	1,73	0,38		10,2	0,26			100,21	Москалева, 1974
373	Кемпирсайский	дунит		33,76		0,76	7,96	0,05	39,52	0,21	0,2	0,08	17,04	0,35	0,29		100,22	Павлов, Григорьева, 1978
374	Кемпирсайский	перидотит		38,6	0,13	1,12	8,21	0,09	35,66	0,32	0,15		13,29	0,61			100,22	Москалева, 1974
375	Кемпирсайский	перидотит		37,3	0,17	0,75	7,45	0,07	40,7	0,23	0,26		12,93	0,29			100,22	Москалева, 1974
376	Кемпирсайский	дунит		33,76		0,76	7,96	0,05	39,52	0,21	0,2	0,08	17,04	0,35	0,29	0,01	100,23	Хромиты, 1940
377	Кемпирсайский	перидотит	km-729	39,62	0,36	3,0	7,59	0,11	35,91	2,69	0,24	0,09	10,7				100,31	Савельева и др., 1998
378	Кемпирсайский	дунит		34,8	0,17	0,75	7,14	0,07	41,7	0,21	0,2		14,82	0,23	0,19		100,34	Москалева, 1974
379	Кемпирсайский	дунит		33,52	0,06	0,47	6,39	0,08	42,44	0,17	0,18		16,78	0,22			100,34	Москалева, 1974
380	Кемпирсайский	дунит		34,04	0,16	0,54	6,47	0,08	42,4	0,06	0,15		15,71	0,68			100,38	Москалева, 1974
381	Кемпирсайский	дунит		34,0	0,18	1,0	7,4	0,08	41,52	0,06	0,23		15,39	0,29	0,27		100,48	Москалева, 1974
382	Кемпирсайский	дунит		35,1	0,18	1,39	8,46	0,07	42,03	0,11	0,1		12,06	0,78	0,15		100,49	Москалева, 1974
383	Кемпирсайский	перидотит		36,86	0,02	1,2	7,21		38,65				16,5	0,25	0,08	0,01	100,78	Алешков *
384	Кемпирсайский	перидотит		37,94		0,77	7,49	0,04	39,38	0,4	0,26	0,08	14,16	0,37	0,27	0,01	101,17	Хромиты, 1940
385	Кочкарский	серпентинит		41,0	0,05	2,83	5,91	0,09	36,35	0,2	0,12	0,07	11,66	0,21	0,25		98,75	Кораблев, 1999 г.
386	Кочкарский	серпентинит		42,47	0,02	1,84	4,19	0,08	37,61	0,2	0,12	0,06	12,34	0,02	0,24		99,2	Кораблев, 1999 г.
387	Кочкарский	серпентинит		41,2	0,03	2,9	7,57	0,08	35,28	0,1	0,15	0,06	11,54	0,09	0,26		99,27	Кораблев, 1999 г.
388	Кочкарский	серпентинит		41,6	0,03	3,4	7,74	0,09	34,65	0,58	0,08		11,0	0,01	0,33		99,51	Кораблев, 1999 г.
389	Кочкарский	серпентинит		41,26	0,08	3,32	7,47	0,12	35,87		0,31	0,08	11,24		0,21		99,97	Кораблев, 1999 г.
390	Кочкарский	серпентинит		41,5	0,01	1,55	7,97	0,09	36,93		0,21	0,09	11,38		0,31		100,04	Кораблев, 1999 г.
391	Кочкарский	серпентинит		40,43	0,07	2,15	7,79	0,08	37,39		0,2	0,06	11,58	0,01	0,31		100,07	Кораблев, 1999 г.
392	Крака	дунит	129/23	34,65		0,37	8,90	0,11	43,08	0,28	0,01	0,01	13,52	0,21	0,32	0,02	100,93	Ключихин и др., 1969 г.
393	Крака	дунит	129	33,58	0,02	0,52	8,51	0,09	41,74	0,56	0,02	0,01	15,15	0,32	0,33	0,02	100,20	Ключихин и др., 1969 г.
394	Крака	дунит	130/2	35,39	0,02	0,22	7,04	0,09	43,21	0,56	0,02	0,01	13,48	0,44	0,40	0,01	100,04	Ключихин и др., 1969 г.
395	Крака	дунит	131/3	34,84	0,02	0,48	7,65	0,10	42,44	0,56	0,04	0,04	13,75	0,74	0,38	0,01	99,92	Ключихин и др., 1969 г.
396	Крака	дунит	131/5	35,90	0,30	1,16	9,46	0,12	40,22	1,40	0,15	0,05	11,69	0,40	0,31	0,01	100,45	Ключихин и др., 1969 г.
397	Крака	дунит	135	35,80	0,04	0,46	8,29	0,09	42,49	0,70	0,07	0,05	11,83	0,36	0,36	0,02	99,82	Ключихин и др., 1969 г.
398	Крака	дунит	21/3	34,23	0,01	0,26	8,86	0,11	42,95		0,02	0,01	14,11	0,44	0,95	0,01	100,56	Ключихин и др., 1969 г.
399	Крака	дунит	123	36,06	0,02	0,46	8,77	0,11	41,32	0,70	0,02	0,01	12,65	0,40	0,30	0,02	100,12	Ключихин и др., 1969 г.
400	Крака	дунит	128	34,73	0,02	0,55	7,15	0,09	41,90	0,56	0,05	0,04	15,10	0,38	0,39	0,02	100,19	Ключихин и др., 1969 г.
401	Крака	дунит	135/2	35,80	0,18	0,92	7,84	0,10	41,92	1,20	0,03	0,01	12,17	0,32	0,36	0,01	100,17	Ключихин и др., 1969 г.

Приложение 2 (стр.10 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лшп	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
402	Крака	дунит	135/3	35,83	0,07	0,25	8,40	0,11	43,38	0,28	0,04	0,01	12,04	0,30	0,32	0,02	100,41	Ключихин и др., 1969 г.
403	Крака	дунит	136	34,77		0,29	7,93	0,10	42,77	0,56	0,02	0,01	13,47	0,51	0,37	0,01	99,92	Ключихин и др., 1969 г.
404	Крака	дунит	136/1	35,50		0,16	8,29	0,11	43,36	0,56	0,02	0,03	12,15	0,32	0,34	0,01	100,18	Ключихин и др., 1969 г.
405	Крака	дунит	159/2	35,95	0,01	0,33	9,02	0,12	43,90		0,06	0,06	10,85	0,50	0,25	0,01	100,30	Ключихин и др., 1969 г.
406	Крака	дунит	160	36,67	0,01	0,59	7,35	0,10	43,74		0,19	0,01	11,56	0,45	0,30	0,01	100,22	Ключихин и др., 1969 г.
407	Крака	дунит	161	35,09	0,04	0,52	7,91	0,11	43,74		0,08	0,02	12,76	0,64	0,29	0,01	100,27	Ключихин и др., 1969 г.
408	Крака	дунит	163	35,36	0,01	0,26	8,61	0,11	43,99		0,02	0,01	12,61	0,42	0,28	0,01	100,98	Ключихин и др., 1969 г.
409	Крака	дунит	164	34,85	0,01	0,26	9,16	0,13	43,75		0,02	0,02	12,21	0,40	0,29	0,01	100,41	Ключихин и др., 1969 г.
410	Крака	дунит	174	35,28	0,02	0,39	9,28	0,12	42,54		0,05	0,01	12,59	0,40	0,27	0,01	100,28	Ключихин и др., 1969 г.
411	Крака	дунит	53	35,58		0,10	8,79	0,11	41,92	0,39	0,01	0,05	13,90	0,35		0,02	100,85	Ключихин и др., 1969 г.
412	Крака	дунит	53/1	33,36		0,06	8,62	0,11	43,05	0,39	0,02	0,02	14,44	0,30	0,30	0,01	100,07	Ключихин и др., 1969 г.
413	Крака	дунит	75	33,91		0,07	8,81	0,12	42,12	0,25	0,02	0,01	14,91	0,28	0,30	0,02	100,22	Ключихин и др., 1969 г.
414	Крака	дунит	97	37,16	0,02	0,57	8,80	0,11	41,89	0,70	0,08	0,03	11,25	0,46	0,02	0,01	100,61	Ключихин и др., 1969 г.
415	Крака	дунит	103	36,94	0,02	0,57	10,56	0,13	40,70	0,56	0,16	0,03	11,24	0,39	0,01	0,01	100,91	Ключихин и др., 1969 г.
416	Крака	дунит	150к	30,80	0,08	2,15	8,05	0,10	37,60	0,70			20,00	0,49	0,19	0,00	99,48	Ключихин и др., 1969 г.
417	Крака	дунит	180	35,60	0,02	0,25	9,25	0,12	42,93	0,14	0,02	0,01	12,34	0,15	0,32	0,01	100,68	Ключихин и др., 1969 г.
418	Крака	дунит	189/7	33,60	1,02	0,33	8,33	0,11	41,82	0,00	0,04	0,01	16,12	1,00	0,24	0,01	101,38	Ключихин и др., 1969 г.
419	Крака	дунит	189/11	34,37	0,01	0,26	7,75	0,10	43,24	0,00	0,01	0,01	15,07	0,43	0,29	0,01	100,82	Ключихин и др., 1969 г.
420	Крака	дунит	205	33,23	0,01	0,15	8,06	0,10	42,50	0,00	0,01	0,01	16,27	0,41	0,29	0,01	100,34	Ключихин и др., 1969 г.
421	Крака	дунит	208	34,94	0,02	0,09	10,10	0,14	42,98	0,14	0,01	0,00	11,86	0,45	0,21	0,02	100,28	Ключихин и др., 1969 г.
422	Крака	дунит	209	35,61	0,01	0,39	8,46	0,11	41,33	0,00	0,01	0,01	14,65	0,47	0,27	0,01	100,58	Ключихин и др., 1969 г.
423	Крака	дунит	209/1	32,86		0,06	8,56	0,12	42,56		0,02		16,32	0,37	0,31	0,02	100,50	Ключихин и др., 1969 г.
424	Крака	дунит	209/3	33,17		0,09	8,35	0,10	42,44		0,02		16,21	0,33	0,30	0,02	100,38	Ключихин и др., 1969 г.
425	Крака	дунит	210	34,14	0,02	0,16	9,16	0,12	41,64	0,14	0,01	0,01	15,07	0,53	0,29	0,02	100,47	Ключихин и др., 1969 г.
426	Крака	дунит	210/1	34,43		0,03	8,70	0,11	42,53		0,01		15,15	0,49	0,30	0,02	100,96	Ключихин и др., 1969 г.
427	Крака	дунит	210/2	34,71	0,01	0,18	8,89	0,11	41,32	0,28	0,02	0,01	15,19	0,37	0,35	0,02	100,72	Ключихин и др., 1969 г.
428	Крака		83к	40,84	0,10	2,84	8,96	0,11	39,40	1,96	0,18	0,02	5,50	0,35	0,24		99,91	Ключихин и др., 1969 г.
429	Крака		145к	41,59	0,08	1,11	8,69	0,14	43,86	0,42	0,06	0,02	3,50	0,45	0,30		99,47	Ключихин и др., 1969 г.
430	Крака		21/1	38,72	0,04	1,18	8,61	0,13	39,95		0,10	0,02	11,34	0,36	0,24	0,01	100,09	Ключихин и др., 1969 г.
431	Крака	дунит-гарибургит	21/4	36,84	0,01	0,46	8,56	0,12	41,16		0,02	0,01	13,22	0,44	0,25	0,01	100,40	Ключихин и др., 1969 г.
432	Крака		21/5	38,63	0,01	0,59	8,85	0,13	41,24		0,03	0,02	10,68	0,52	0,25	0,01	100,18	Ключихин и др., 1969 г.
433	Крака		21/17	38,23	0,01	0,46	8,44	0,11	41,32		0,02	0,01	11,60	0,36	0,28	0,01	100,20	Ключихин и др., 1969 г.
434	Крака		32	41,63	0,04	2,36	9,51	0,14	40,11	2,10	0,13	0,02	3,53	0,32	0,25	0,01	99,57	Ключихин и др., 1969 г.
435	Крака		65к	41,20	0,13	2,30	10,68	0,10	37,25	2,00	0,26	0,05	6,00	0,38	0,23		99,97	Ключихин и др., 1969 г.
436	Крака		133	38,56	0,14	1,01	8,64	0,11	40,21	0,84	0,12	0,04	10,37	0,32	0,34	0,01	100,04	Ключихин и др., 1969 г.
437	Крака		152к	38,94	0,06	1,17	8,76	0,11	42,40	0,35	0,04	0,02	8,00	0,30	0,32		99,85	Ключихин и др., 1969 г.
438	Крака		161к	40,50	0,14	2,74	9,45	0,10	39,23	1,97	0,03	0,09	5,50	0,37	0,28		99,75	Ключихин и др., 1969 г.
439	Крака		165	38,48	0,02	0,78	8,52	0,13	43,10		0,03	0,02	9,72	0,44	0,25	0,01	100,80	Ключихин и др., 1969 г.
440	Крака		176	37,71	0,01	0,52	8,92	0,13	42,90		0,06	0,02	10,39	0,31	0,27	0,01	100,66	Ключихин и др., 1969 г.
441	Крака		60к	39,78	0,08	1,47	8,89	0,09	39,20	1,05	0,24	0,08	9,00	0,38	0,32		99,88	Ключихин и др., 1969 г.
442	Крака		63к	38,30	0,05	2,66	8,99	0,10	39,45	0,97	0,05	0,04	9,00	0,36	0,30		99,61	Ключихин и др., 1969 г.
443	Крака		53/2	36,67		0,33	8,32	0,11	40,82	0,30	0,02	0,01	13,87	0,28	0,30	0,01	100,45	Ключихин и др., 1969 г.
444	Крака		161к	40,85	0,11	3,13	8,29	0,10	37,57	2,42			7,00	0,35	0,22		99,47	Ключихин и др., 1969 г.
445	Крака		163к	38,86	0,08	1,59	8,69	0,08	39,30	0,56			11,00	0,42	0,26		100,16	Ключихин и др., 1969 г.
446	Крака		193/139	39,88		0,38	7,97	0,14	41,30	0,14	0,03		11,40	0,40	0,29	0,02	101,24	Ключихин и др., 1969 г.

Приложение 2 (стр.11 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ppm	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
447	Крака		218	39,85	0,02	0,68	8,65	0,14	40,74	0,42	0,04		9,70	0,37	0,30	0,01	100,24	Ключихин и др., 1969 г.
448	Крака		218/1	36,26	0,01	0,19	7,45	0,09	41,75	0,14	0,02		13,50	0,37	0,35	0,02	99,41	Ключихин и др., 1969 г.
449	Крака		411к	40,00	0,02	1,13	8,64	0,11	39,60	1,89	0,31	0,04	8,00	0,49			99,74	Ключихин и др., 1969 г.
450	Крака		415к	39,80	0,08	2,17	8,62	0,13	38,66	1,54	0,19		9,00	0,38	0,23		100,19	Ключихин и др., 1969 г.
451	Крака	дунит-гарибургит	417к	39,90	0,10	1,50	7,61	0,10	39,11	1,40	0,83		9,00	0,38	0,26		99,55	Ключихин и др., 1969 г.
452	Крака		420к	39,07	0,08	1,54	8,70	0,17	40,09	0,96	0,18	0,03	9,00	0,38	0,22		99,81	Ключихин и др., 1969 г.
453	Крака		453(а)к	39,42	0,07	2,06	8,67	0,18	40,36	1,55	0,05	0,08	7,00	0,28	0,32		99,44	Ключихин и др., 1969 г.
454	Крака		456(б)к	40,32	0,07	2,95	8,73	0,10	38,83	1,70	0,08	0,05	7,00	0,16	0,30		99,83	Ключихин и др., 1969 г.
455	Крака		166к	42,64	0,15	3,59	8,43	0,11	38,00	3,80			2,00	0,35	0,24		98,72	Ключихин и др., 1969 г.
456	Крака		189/14	39,00	0,02	0,31	9,18	0,05	37,96	0,28	0,02	0,03	13,47	0,29	0,26	0,01	100,32	Ключихин и др., 1969 г.
457	Крака		190/7	39,24	0,01	0,46	9,14	0,10	38,08		0,01	0,01	13,89	0,29			100,94	Ключихин и др., 1969 г.
458	Крака		190/9	39,43	0,01	0,85	8,80	0,13	40,23		0,03	0,01	10,99	0,37	0,27	0,01	100,48	Ключихин и др., 1969 г.
459	Крака	дунит-гарибургит	190/18	39,40	0,01	0,65	8,40	0,11	39,63		0,02	0,01	12,39	0,35	0,27	0,01	100,62	Ключихин и др., 1969 г.
460	Крака		191/13	39,45	0,02	0,72	8,62	0,11	39,11		0,03	0,01	12,71	0,39	0,29	0,01	100,78	Ключихин и др., 1969 г.
461	Крака		191/15	40,14	0,01	0,72	8,26	0,11	40,23		0,02	0,01	11,10	0,37	0,28	0,01	100,60	Ключихин и др., 1969 г.
462	Крака		193/128	40,47		0,51	8,48	0,11	39,63	0,28	0,03	0,01	11,14	0,45	0,30	0,01	100,66	Ключихин и др., 1969 г.
463	Крака		193/137	39,20		0,51	7,88	0,11	39,23	0,28	0,01	0,01	12,97	0,37	0,27	0,02	100,20	Ключихин и др., 1969 г.
464	Крака		203/1	41,09	0,07	0,80	9,87	0,08	36,38	0,28	0,02	0,01	11,78	0,28	0,26	0,02	100,38	Ключихин и др., 1969 г.
465	Крака		212	42,24	0,08	2,60	7,90	0,13	38,80	2,80	0,15	0,01	4,96	0,29	0,27	0,02	99,67	Ключихин и др., 1969 г.
466	Крака	дунит-гарибургит	216/4	39,20	0,02	0,59	9,25	0,12	39,67	0,00	0,04	0,01	11,48	0,33	0,27		100,38	Ключихин и др., 1969 г.
467	Крака		414к	40,30	0,08	2,58	8,19	0,13	36,70	1,82	0,25		10,00	0,39	0,19		100,05	Ключихин и др., 1969 г.
468	Крака		418к	39,88	0,09	2,14	6,28	0,12	38,70	0,34	0,10	0,03	12,00	0,48	0,22		99,68	Ключихин и др., 1969 г.
469	Крака		421к	40,83	0,07	1,22	6,45	0,16	38,38	0,28	0,10	0,03	12,00	0,46	0,28		99,52	Ключихин и др., 1969 г.
470	Крака		423к	40,70	0,12	3,37	9,33	0,17	38,00	1,86	0,22	0,03	6,00	0,40	0,19		99,80	Ключихин и др., 1969 г.
471	Крака		424к	41,07	0,15	2,97	9,29	0,18	37,23	2,35	0,20	0,06	6,00	0,28	0,23		99,49	Ключихин и др., 1969 г.
472	Крака		425к	39,88	0,12	3,12	8,59	0,16	37,40	1,38	0,22	0,03	9,00	0,34	0,20		99,90	Ключихин и др., 1969 г.
473	Крака	дунит-гарибургит	428к	40,05	0,08	2,07	8,13	0,11	36,70	2,07	0,11	0,03	11,00	0,22	0,15		100,35	Ключихин и др., 1969 г.
474	Крака		429к	40,03	0,08	1,34	11,00	0,11	36,80	0,20	0,10	0,05	11,00	0,20	0,19		100,71	Ключихин и др., 1969 г.
475	Крака		455(а)к	39,98	0,09	2,36	8,94	0,11	38,73	1,27	0,06	0,05	8,00	0,33	0,30		99,59	Ключихин и др., 1969 г.
476	Крака		1590г	39,04	0,09	1,36	7,51	0,21	38,42	0,57			13,00	0,49	0,28		100,20	Ключихин и др., 1969 г.
477	Крака	гарибургит	1699э	42,61	0,11	2,31	8,65	0,09	39,34	2,38	0,19	0,04	4,00	0,26	0,27		99,72	Ключихин и др., 1969 г.
478	Крака	гарибургит	143к	40,18	0,10	2,22	10,28	0,14	35,34	0,22	0,03		12,00	0,46	0,30		100,51	Ключихин и др., 1969 г.
479	Крака	гарибургит	21/7	38,51	0,01	0,39	9,16	0,13	39,23	0,00	0,02	0,01	13,15	0,44	0,29	0,01	100,61	Ключихин и др., 1969 г.
480	Крака	гарибургит	67к	38,86	0,07	2,99	8,89	0,10	35,30	0,85	0,29		13,00	0,44	0,24		100,35	Ключихин и др., 1969 г.
481	Крака	гарибургит	126/9	39,70	0,02	0,91	7,54	0,12	38,38	0,56	0,03	0,02	12,64	0,44	0,30	0,01	99,92	Ключихин и др., 1969 г.
482	Крака	гарибургит	151к	41,83	0,06	1,46	9,92	0,10	38,54	0,99	0,05	0,02	7,00	0,46	0,29		99,97	Ключихин и др., 1969 г.
483	Крака	гарибургит	170/3	38,83	0,02	0,64	11,41	0,14	37,01	0,42	0,02	0,01	12,22	0,30	0,32	0,01	100,72	Ключихин и др., 1969 г.
484	Крака	гарибургит	835э	40,00	0,10	0,95	9,61	0,12	40,05	0,57			9,04	0,30	0,26		100,44	Ключихин и др., 1969 г.
485	Крака	гарибургит	1254э	40,33	0,09	1,29	6,49	0,14	38,70	0,56			12,02	0,34	0,22		99,62	Ключихин и др., 1969 г.
486	Крака	гарибургит	61к	42,98	0,05	2,18	8,10	0,07	38,09	1,05	0,88	0,41	5,50	0,42	0,32		99,31	Ключихин и др., 1969 г.
487	Крака	гарибургит	62к	40,24	0,07	2,90	11,37	0,11	34,80	1,18	0,15	0,06	9,00	0,38	0,22		99,88	Ключихин и др., 1969 г.
488	Крака	гарибургит	64к	41,62	0,08	3,10	8,79	0,10	38,46	2,00	0,17		5,00	0,38	0,26		99,32	Ключихин и др., 1969 г.
489	Крака	гарибургит	46к	38,97	0,06	1,32	9,06	0,13	37,83	0,51	0,15	0,08	13,00				101,11	Ключихин и др., 1969 г.
490	Крака	гарибургит	52/1	40,54	0,02	1,34	6,14	0,08	38,76	0,53	0,02	0,01	13,01	0,22	0,26	0,01	100,45	Ключихин и др., 1969 г.
491	Крака	гарибургит	52/2	40,04	0,04	1,07	6,65	0,12	40,72	0,33	0,04	0,01	10,15	0,26	0,29	0,02	99,17	Ключихин и др., 1969 г.

Приложение 2 (стр.12 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лшп	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
492	Крака	гарибургит	52/3	39,60	0,04	1,26	7,84	0,10	38,14	0,39	0,02	0,02	12,91	0,23	0,30	0,01	100,32	Ключихин и др., 1969 г.
493	Крака	гарибургит	54	33,86		0,09	8,43	0,10	42,75	0,25	0,03	0,01	14,58	0,25	0,30	0,02	100,10	Ключихин и др., 1969 г.
494	Крака	гарибургит	56	41,63	0,02	0,74	6,65	0,08	38,67	0,25	0,01	0,01	12,00	0,20	0,28	0,01	100,06	Ключихин и др., 1969 г.
495	Крака	гарибургит	57	39,22	0,04	1,32	9,23	0,09	37,26	0,46	0,02	0,01	12,61	0,25	0,28	0,01	100,26	Ключихин и др., 1969 г.
496	Крака	гарибургит	59	39,47	0,02	1,59	8,82	0,09	36,78	0,98	0,02	0,01	12,63	0,20	0,25	0,01	100,41	Ключихин и др., 1969 г.
497	Крака	гарибургит	62	39,97	0,06	1,85	6,41	0,10	37,92	0,95	0,02	0,01	12,82	0,30	0,29	0,01	100,11	Ключихин и др., 1969 г.
498	Крака	гарибургит	64	38,90	0,06	1,59	8,04	0,12	37,35	6,70	0,02	0,02	7,00	0,28	0,25	0,02	99,80	Ключихин и др., 1969 г.
499	Крака	гарибургит	83	39,00		1,19	8,23	0,10	38,26	0,43	0,02	0,01	13,02	0,20	0,20	0,02	100,26	Ключихин и др., 1969 г.
500	Крака	гарибургит	85	39,07	0,40	2,17	9,84	0,10	35,86	0,72	0,03	0,01	12,54	0,22	0,31	0,01	100,74	Ключихин и др., 1969 г.
501	Крака	гарибургит	87	39,16	0,20	0,06	8,23	0,10	38,04	0,46	0,03	0,02	13,51	0,20	0,28	0,01	99,81	Ключихин и др., 1969 г.
502	Крака	гарибургит	89	39,00	0,04	1,46	8,11	0,10	39,97	0,78	0,02	0,01	12,40	0,24	0,24	0,01	101,89	Ключихин и др., 1969 г.
503	Крака	гарибургит	89/2	40,00	0,02	0,95	8,37	0,09	37,90	0,49	0,03	0,01	13,35	0,23	0,28	0,02	101,21	Ключихин и др., 1969 г.
504	Крака	гарибургит	90	38,80		0,86	8,44	0,08	38,12	0,49	0,01	0,01	12,85	0,30	0,28	0,01	99,66	Ключихин и др., 1969 г.
505	Крака	гарибургит	162к	41,07	0,13	2,97	8,06	0,10	37,09	2,10			8,50	0,40	0,20		100,02	Ключихин и др., 1969 г.
506	Крака	гарибургит	165к	41,03	0,11	2,54	8,43	0,12	37,34	2,17	0,27		8,00	0,46	0,26		100,01	Ключихин и др., 1969 г.
507	Крака	гарибургит	85к	40,96	0,09	2,31	8,53	0,10	39,85	1,75	0,16	0,02	6,00	0,41	0,24		99,77	Ключихин и др., 1969 г.
508	Крака	гарибургит	86к	40,52	0,09	2,29	8,71	0,10	39,40	1,54	0,09	0,02	7,00	0,35	0,24		99,76	Ключихин и др., 1969 г.
509	Крака	гарибургит	162к	41,87	0,07	1,86	8,47	0,10	40,60	1,26	0,09	0,03	5,00	0,41	0,30		99,35	Ключихин и др., 1969 г.
510	Крака	гарибургит	1750э	42,25	0,08	1,76	9,48	0,09	38,86	1,68	0,03	0,01	5,50	0,31	0,24		99,74	Ключихин и др., 1969 г.
511	Крака	гарибургит	157к	42,50	0,07	1,04	8,29	0,11	39,21	1,56	0,08	0,05	7,00	0,45	0,31		99,91	Ключихин и др., 1969 г.
512	Крака	гарибургит	158к	43,80	0,06	1,19	8,23	0,07	37,38	1,00	0,04	0,05	8,00	0,50	0,30		99,82	Ключихин и др., 1969 г.
513	Крака	гарибургит	165к	41,90	0,07	1,73	8,48	0,12	40,40	1,26	0,06	0,05	5,50	0,35	0,36		99,57	Ключихин и др., 1969 г.
514	Крака	гарибургит	413к	42,30	0,10	2,70	8,27	0,13	39,16	2,03	0,19		5,00	0,41	0,23		99,88	Ключихин и др., 1969 г.
515	Крака	гарибургит	416к	41,23	0,11	3,10	8,35	0,15	37,50	2,17	0,26	0,04	7,00	0,36	0,25		99,91	Ключихин и др., 1969 г.
516	Крака	гарибургит	454(а)к	41,45	0,08	2,11	8,34	0,16	39,39	1,54	0,14	0,05	6,50	0,26	0,32		99,76	Ключихин и др., 1969 г.
517	Крака	гарибургит	457(а)к	42,66	0,08	2,93	8,14	0,13	41,15	1,75	0,10	0,04	2,50	0,14	0,32		99,48	Ключихин и др., 1969 г.
518	Крака	лериолит	144к	42,00	0,17	3,24	9,24	0,14	37,05	3,27	0,27	0,12	4,20	0,35	0,27		99,70	Ключихин и др., 1969 г.
519	Крака	лериолит	146к	43,04	0,16	2,92	9,39	0,10	39,00	2,66	0,29	0,02	1,50	0,50	0,25		99,08	Ключихин и др., 1969 г.
520	Крака	лериолит	1762э	43,23	0,15	2,95	8,80	0,09	39,54	3,08			1,50	0,41	0,21		99,34	Ключихин и др., 1969 г.
521	Крака	лериолит	863э	42,06	0,13	2,69	8,85	0,14	39,31	2,54			4,00	0,34	0,22		99,72	Ключихин и др., 1969 г.
522	Крака	лериолит	1290э	41,18	0,11	3,02	7,90	0,11	37,30	2,52			7,50	0,38	0,22		99,64	Ключихин и др., 1969 г.
523	Крака	лериолит	1833э	40,24	0,09	1,47	8,99	0,09	37,64	2,57			9,00	0,44	0,23		100,09	Ключихин и др., 1969 г.
524	Крака	лериолит	1500э	43,09	0,11	2,49	8,48	0,11	37,82	3,10	0,17	0,04	4,00	0,32	0,27		99,41	Ключихин и др., 1969 г.
525	Крака	лериолит	1684э	41,30	0,13	2,64	8,34	0,09	39,61	2,80	0,19	0,04	4,50	0,35	0,27		99,64	Ключихин и др., 1969 г.
526	Крака	лериолит	1711э	43,28	0,16	2,38	8,09	0,08	38,72	2,73	0,12	0,02	4,00	0,31	0,27		99,58	Ключихин и др., 1969 г.
527	Крака	лериолит	412к	42,00	0,16	3,30	8,23	0,15	39,63	2,73	0,41	0,04	3,00	0,42	0,23		99,65	Ключихин и др., 1969 г.
528	Куликовский	серпентинит	В-1094/1	41,51	0,1	0,38	9,47	0,07	33,62	0,05	0,1	0,1	12,65				98,05	Тевелев, 2000 г.
529	Куликовский	серпентинит	В-1091	39,44	0,08	1,42	6,22	0,11	37,42	0,05	0,1	0,1	13,35				98,29	Тевелев, 2000 г.
530	Куликовский	серпентинит	В-1089	37,6	0,09	0,67	8,67	0,08	36,72	0,19	0,1	0,1	14,56				98,78	Тевелев, 2000 г.
531	Куликовский	метасоматит	В-1090	29,8	0,97	20,98	11,96	0,17	22,76	0,05	0,1	0,96	11,12				98,87	Тевелев, 2000 г.
532	Куликовский	серпентинит	1157	39,66	0,02	0,88	8,2	0,1	36,84	0,17	0,05	0,1	12,88				98,9	Бабкин, 1978 г.
533	Куликовский	серпентинит	1202	38,07	0,07	2,59	10,51	0,05	34,83	0,23	0,08	0,1	12,42				98,95	Бабкин, 1978 г.
534	Куликовский	серпентинит	ВМ-2079/2	39,82	0,04	1,26	9,65	0,07	35,89	0,1	0,16	0,09	11,88				98,96	Тевелев, 2000 г.
535	Куликовский	метасоматит	В-8022	34,21	2,36	21,06	11,63	0,2	9,18	12,68	0,1	0,1	7,54				99,06	Тевелев, 2000 г.
536	Куликовский	серпентинит	140/92	41,44	0,09	0,88	7,67	0,1	35,62	0,29	0,2	0,1	12,7				99,09	Бабкин, 1978 г.

Приложение 2 (стр.13 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
537	Куликовский	метасоматит	Б-2060	27,34	0,77	18,52	25,77	0,31	15,8	2,02	0,12	0,12	8,48				99,25	Тевелев, 2000 г.
538	Куликовский	серпентинит	Г-3003	40,39	0,05	1,43	7,49	0,11	37,5		0,2	0,2	11,91				99,28	Тевелев, 2000 г.
539	Куликовский	серпентинит	1200	41,68	0,04	2,39	8,07	0,11	41,62	0,85	0,14	0,1	4,46				99,46	Бабкин, 1978 г.
540	Куликовский	серпентинит	1201	39,47	0,03	1,3	9,38	0,08	36,27	0,17	0,05	0,1	12,62				99,47	Бабкин, 1978 г.
541	Куликовский	серпентинит	БМ-2037/1	39,35	0,02	1,26	6,98	0,1	38,56	0,16	0,03	0,05	12,99				99,5	Тевелев, 2000 г.
542	Куликовский	метасоматит	Б-1023/3	36,1	1,07	20,31	13,22	0,23	9,52	13,24	0,13	0,18	5,1				99,51	Тевелев, 2000 г.
543	Куликовский	серпентинит	БМ-2045/1	39,11	0,03	1,42	8,86	0,09	37,98	0,1	0,01	0,02	11,94				99,56	Тевелев, 2000 г.
544	Куликовский	серпентинит	БМ-2038/3	39,93	0,03	1,39	6,37	0,1	38,36	0,1	0,01	0,04	13,29				99,62	Тевелев, 2000 г.
545	Куликовский	серпентинит	Б-1023	40,59	0,07	1,88	6,81	0,12	37,24	0,1	0,04	0,05	12,73				99,63	Тевелев, 2000 г.
546	Куликовский	серпентинит	БМ-2037	38,9	0,02	1,32	7,42	0,09	37,94	0,68	0,01	0,03	13,27				99,68	Тевелев, 2000 г.
547	Куликовский	серпентинит	1203	35,8	0,04	1,3	7,7	0,13	32,87	5,1	0,08	0,1	16,62				99,74	Бабкин, 1978 г.
548	Куликовский	серпентинит	6	40,26	0,06	2,01	9,0	0,1	35,55	0,87	0,17	0,04	11,7				99,76	Бердюгин, 1986 г.
549	Куликовский	серпентинит	Е-3006/2	39,35	0,05	1,62	7,82	0,1	37,53	0,12	0,2	0,01	13,02				99,82	Тевелев, 2000 г.
550	Куликовский	серпентинит	Е-3007	40,87	0,05	1,2	5,95	0,1	38,19	0,1	0,3	0,02	13,1				99,88	Тевелев, 2000 г.
551	Куликовский	метасоматит	БМ-2079	33,32	0,66	23,23	10,04	0,45	15,25	9,28	0,11	0,08	7,46				99,88	Тевелев, 2000 г.
552	Куликовский	серпентинит	Е-3006	39,43	0,05	1,97	6,86	0,09	38,2	0,43	0,3	0,02	12,73				100,08	Тевелев, 2000 г.
553	Кумлянский	серпентинит		40,47	0,01	1,41	8,83	0,08	33,54	1,57	0,17	0,21	12				98,31	Кораблев, 1999 г.
554	Кумлянский	серпентинит		41,98	0,06	1,73	6,28	0,08	35,04	0,4	0,28	0,12	12,14	0,19			98,33	Кораблев, 1999 г.
555	Кумлянский	серпентинит		40,09	0,01	0,9	6,57	0,09	34,11	2,42	0,15	0,1	14,22				98,67	Кораблев, 1999 г.
556	Кумлянский	серпентинит		42,3	0,08	1,72	6,57	0,07	35,8	0,4	0,27	0,14	11,26	0,18			98,82	Кораблев, 1999 г.
557	Кумлянский	серпентинит		41,38	0,03	1,92	7,66	0,04	36,4	0,1	0,19	0,22	10,9	0,25			99,1	Кораблев, 1999 г.
558	Кумлянский	серпентинит		41,06	0,07	2,38	7,16	0,07	36,19	0,1	0,17	0,17	11,56	0,28			99,22	Кораблев, 1999 г.
559	Кумлянский	серпентинит		41,18	0,04	1,39	7,97	0,08	37,08	0,1	0,12	0,1	11,24				99,31	Кораблев, 1999 г.
560	Кумлянский	серпентинит		41,18	0,07	1,63	7,97	0,1	36,95	0,1	0,06	0,07	11,72	0,35			100,21	Кораблев, 1999 г.
561	Миндякский	перидотит	3311	40,2	0,15	2,68	8,13	0,11	38,2	2,52	0,18	0,01	6,9	0,44	0,23	0,01	99,76	Эдельштейн, 1964 г.
562	Миндякский	перидотит	3320	40,7	0,12	2,69	7,95	0,12	38,25	2,24	0,08		7,5	0,46	0,23	0,01	100,35	Эдельштейн, 1964 г.
563	Миндякский	перидотит	3681	38,82	0,08	0,37	9,29	0,1	38,82	0,14	0,03		11,97	0,56	0,16	0,01	100,35	Эдельштейн, 1964 г.
564	Миндякский	перидотит	3310	39,72	0,11	1,96	6,8	0,12	37,39	1,41	0,06		12,09	0,5	0,25	0,01	100,42	Эдельштейн, 1964 г.
565	Нуралинский	перидотит	2515	42,17	0,11	1,01	8,09	0,14	41,39	2,19			3,37	0,45	0,21	0,01	99,14	Эдельштейн, 1964 г.
566	Нуралинский	перидотит	2388	40,93	0,21	1,63	8,57	0,08	40,17	1,6			5,6	0,4	0,21		99,4	Эдельштейн, 1964 г.
567	Нуралинский	лериолит		42,64	0,07	3,24	8,19		36,65	2,64	0,18	0,05	6,00				99,66	Ферштатер, 1996
568	Нуралинский	перидотит	2273	41,27	0,11	0,65	8,48	0,1	41,45	1,77			5,39	0,33	0,24		99,79	Эдельштейн, 1964 г.
569	Нуралинский	гарибуртит		41,44	0,02	0,56	8,26	0,11	40,1	0,34	0,02	0,02	9,00				99,87	Ферштатер, 1996
570	Нуралинский	лериолит		42,72	0,07	3,13	8,09	0,12	37,23	2,74	0,28	0,04	5,50				99,92	Ферштатер, 1996
571	Нуралинский	перидотит	2242	39,65	0,08	1,28	7,76	0,09	39,71	0,99			9,91	0,31	0,22	0,01	100,01	Эдельштейн, 1964 г.
572	Нуралинский	гарибуртит		43,01	0,01	1,01	8,41	0,12	39,52	0,88	0,04	0,02	7,00				100,02	Ферштатер, 1996
573	Нуралинский	перидотит	2536	39,7	0,12	1,08	6,56	0,15	38,9	0,57			12,48	0,24	0,25		100,05	Эдельштейн, 1964 г.
574	Нуралинский	перидотит	1922	40,03	0,08	1,42	6,93	0,11	38,05	0,56	0,19		12,37	0,43	0,26	0,01	100,44	Эдельштейн, 1964 г.
575	Нуралинский	дунит		34,1		0,46	6,95	0,08	41,75	0,15			13,7				97,19	Кораблев, 1999 г.
576	Нуралинский	лериолит		41,45		2,2	7,8	0,1	39,62	2,13			5,66				98,96	Кораблев, 1999 г.
577	Нуралинский	лериолит		38,86		1,5	7,07	0,09	38,7	1,37			11,6				99,19	Кораблев, 1999 г.
578	Нуралинский	лериолит		42,1	0,04	3,33	9,5	0,11	37,37	1,93			5,32				99,7	Кораблев, 1999 г.
579	Нуралинский	гарибуртит		38,78		0,86	6,89	0,08	43,29	0,74			9,06				99,7	Кораблев, 1999 г.
580	Нуралинский	гарибуртит		40,87		1,03	6,83	0,09	42,58	0,67			7,9				99,97	Кораблев, 1999 г.
581	Ольховский	серпентиниты апонеридиты-		38,64	0,17	3,92	9,64	0,12	34,08	0,43			11,0	0,5	0,22	0,009	98,74	Кораблев, 1999 г.

Приложение 2 (стр.14 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лшп	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка	
582	Ольховский	товые		38,84	0,19	3,15	9,97	0,15	34,08	1,16			10,66	0,47	0,22	0,01	98,93	Корабль, 1999 г.	
583	Ольховский			35,84	0,17	3,92	11,17	0,12	33,48	0,58			10,78	2,9	0,2	0,011	99,19	Корабль, 1999 г.	
584	Ольховский			38,42	0,18	2,66	11,85	0,15	32,88	1,88			10,38	0,55	0,23	0,014	99,22	Корабль, 1999 г.	
585	Ольховский			37,66	0,44	4	11,12	0,15	32,28	1,74			11,78	0,42	0,22	0,015	99,87	Корабль, 1999 г.	
586	Ольховский			38,7	0,19	3,66	10,44	0,12	34,49	1,01			10,54	0,48	0,22	0,014	99,88	Корабль, 1999 г.	
587	Присакмарский		пироксенит	327/323	49,4	0,09	2,52	8,92	0,07	25,05	10,08			2,62	0,28			99,03	Эдельштейн, 1964 г.
588	Присакмарский	134/132		41,53	0,13	2,55	8,51	0,08	35,8	2,19			8,25		0,25		99,29	Эдельштейн, 1964 г.	
589	Присакмарский	перидотиты и серпентиниты по ним	330/326	39,13	0,06	1,17	7,75	0,2	37,67	0,29			12,3	0,51	0,32	0,01	99,41	Эдельштейн, 1964 г.	
590	Присакмарский		177/172	38,49	0,05	2,31	7,89	0,11	38,03	0,29			11,71	0,3	0,24		99,42	Эдельштейн, 1964 г.	
591	Присакмарский		154	38,8	0,07	1,22	8,42	0,07	37,94	0,29			12,07	0,36	0,25		99,49	Эдельштейн, 1964 г.	
592	Присакмарский		178/173	39,98	0,07	1,22	5,47	0,08	39,71	0,29			12,22	0,34	0,28	0,01	99,67	Эдельштейн, 1964 г.	
593	Присакмарский		674	38,9	0,07	2,05	8,91	0,13	37,51	0,14			11,3	0,39	0,28	0,01	99,69	Эдельштейн, 1964 г.	
594	Присакмарский		150/151	38,1	0,08	1,27	10,5	0,08	36,65	0,36			11,63	0,85	0,19	0,01	99,72	Эдельштейн, 1964 г.	
595	Присакмарский		333/328	39,28	0,09	1,94	7,89	0,13	37,76	0,21			11,85	0,36	0,25	0,01	99,77	Эдельштейн, 1964 г.	
596	Присакмарский			39,51	0,07	0,55	7,67	0,1	38,19	0,39	0,04	0,02	0,02	12,74	0,28	0,22	0,01	99,79	Бучковский, 1966 г.
597	Присакмарский		541/534	37,78	0,12	2,44	9,62	0,13	36,89	0,22			12,0	0,33	0,27	0,01	99,81	Эдельштейн, 1964 г.	
598	Присакмарский		302	39,66	0,07	1,78	7,18	0,12	38,05	0,16			12,07	0,48	0,25	0,01	99,83	Эдельштейн, 1964 г.	
599	Присакмарский	перидотиты и серпентиниты по ним	106	38,94	0,07	2,14	7,39	0,12	38,33	0,18			12,0	0,38	0,27	0,01	99,83	Эдельштейн, 1964 г.	
600	Присакмарский		365/356	39,8	0,16	3,76	8,0	0,12	34,14	3,53			9,87	0,28	0,19	0	99,85	Эдельштейн, 1964 г.	
601	Присакмарский		394/393	39,08	0,09	1,76	9,79	0,13	36,71	0,1			11,5	0,42	0,27	0,01	99,86	Эдельштейн, 1964 г.	
602	Присакмарский		367/358	40,0	0,06	1,46	10,05	0,15	36,87	0,1			11,48	0,38	0,35	0,01	99,91	Эдельштейн, 1964 г.	
603	Присакмарский		403/404	39,5	0,08	1,7	7,12	0,12	37,97	0,14			11,52	0,53	0,23		99,91	Эдельштейн, 1964 г.	
604	Присакмарский		551/542	40,13	0,07	1,73	5,74	0,11	39,03	0,14			12,37	0,31	0,27	0,01	99,91	Эдельштейн, 1964 г.	
605	Присакмарский		582/574	38,93	0,08	2,32	7,87	0,14	37,7	0,29			11,98	0,3	0,29	0,01	99,91	Эдельштейн, 1964 г.	
606	Присакмарский		679	39,9	0,13	5,2	11,36	0,14	30,26	4,67			7,49	0,62	0,13	0,01	99,91	Эдельштейн, 1964 г.	
607	Присакмарский		135/133	39,34	0,05	0,95	8,25	0,09	38,16	0,18			12,23	0,35	0,32	0,01	99,93	Эдельштейн, 1964 г.	
608	Присакмарский		245/235	36,13	0,07	1,79	6,41	0,14	36,88	3,38			14,89		0,26		99,95	Эдельштейн, 1964 г.	
609	Присакмарский	207/196	39,05	0,06	1,4	8,25	0,08	38,2	0,15			12,2	0,28	0,28	0,01	99,96	Эдельштейн, 1964 г.		
610	Присакмарский	447/450	40,1	0,06	1,7	7,43	0,12	37,33	0,11			12,43	0,42	0,25	0,01	99,96	Эдельштейн, 1964 г.		
611	Присакмарский	571/563	39,71	0,08	1,51	7,63	0,11	37,85	0,07			12,21	0,43	0,37	0,01	99,98	Эдельштейн, 1964 г.		
612	Присакмарский	671	34,38	0,06	1,57	9,69	0,13	39,99	0,07			13,51	0,3	0,27	0,01	99,98	Эдельштейн, 1964 г.		
613	Присакмарский	225	37,97	0,07	1,85	11,38	0,08	36,98	0,21			11,2		0,27	0,01	100,02	Эдельштейн, 1964 г.		
614	Присакмарский	448/451	38,08	0,13	3,19	7,94	0,19	36,95	0,14			12,73	0,42	0,25	0,01	100,03	Эдельштейн, 1964 г.		
615	Присакмарский	474/489	39,54	0,06	2,76	4,41	0,15	39,48	0,57			12,41	0,36	0,29	0,01	100,04	Эдельштейн, 1964 г.		
616	Присакмарский	240/228	39,17	0,06	1,2	8,81	0,04	38,32	0,13			11,47	0,55	0,3		100,05	Эдельштейн, 1964 г.		
617	Присакмарский	153	38,84	0,06	1,16	8,63	0,06	38,24	0,29			11,9	0,44	0,41	0,02	100,05	Эдельштейн, 1964 г.		
618	Присакмарский	554/545	40,4	0,1	2,59	6,33	0,09	37,94	0,07			11,93	0,33	0,27	0,01	100,06	Эдельштейн, 1964 г.		
619	Присакмарский	311/310	37,95	0,17	5,15	7,54	0,21	35,32	0,65			12,32	0,5	0,24	0,01	100,06	Эдельштейн, 1964 г.		
620	Присакмарский	548/540	41,31	0,09	2,29	7,66	0,14	35,5	1,29			11,2	0,31	0,27	0,01	100,07	Эдельштейн, 1964 г.		
621	Присакмарский	572/564	39,21	0,07	2,6	6,64	0,2	37,98	0,07			12,56	0,45	0,29	0,01	100,08	Эдельштейн, 1964 г.		
622	Присакмарский	677	38,56	0,06	1,46	5,0	0,08	41,22	1,17			11,84	0,43	0,25	0,01	100,08	Эдельштейн, 1964 г.		
623	Присакмарский	529/521	40,15	0,04	1,37	8,28	0,16	37,13	0,07			12,28	0,35	0,28	0,01	100,12	Эдельштейн, 1964 г.		
624	Присакмарский	346/340	40,0	0,05	0,9	8,08	0,09	38,54	0,28			11,42	0,43	0,33	0,01	100,13	Эдельштейн, 1964 г.		
625	Присакмарский	678	41,11	0,12	4,62	10,02	0,12	31,38	4,18			8,09	0,39	0,13	0,01	100,17	Эдельштейн, 1964 г.		
626	Присакмарский	676	40,98	0,07	1,73	7,36	0,08	37,55	1,0			10,77	0,37	0,27	0,01	100,19	Эдельштейн, 1964 г.		

Приложение 2 (стр.15 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка		
627	Присакмарский	периодиты и серпентиниты по ним	660/650	40,23	0,07	1,64	5,9	0,06	39,21	0,07			12,33	0,38	0,29	0,01	100,19	Эдельштейн, 1964 г.		
628	Присакмарский		658/648	40,84	0,05	1,29	7,47	0,11	38,17	0,14				11,5	0,36	0,25	0,01	100,19	Эдельштейн, 1964 г.	
629	Присакмарский		324/819	41,75	0,06	1,35	6,08	0,19	38,82	0,21				11,1	0,42	0,22	0,01	100,21	Эдельштейн, 1964 г.	
630	Присакмарский		446/449	39,94	0,07	1,92	7,21	0,13	38,33	0,14				12,04	0,18	0,25		100,21	Эдельштейн, 1964 г.	
631	Присакмарский		673	38,2	0,13	2,97	7,65	0,14	37,58	0,68				12,2	0,35	0,33	0,01	100,24	Эдельштейн, 1964 г.	
632	Присакмарский		355/348	40,1	0,05	0,88	7,52	0,1	38,6	0,14				12,27	0,33	0,25	0,01	100,25	Эдельштейн, 1964 г.	
633	Присакмарский		361/353	40,63	0,08	2,85	6,38	0,14	36,1	2,48				10,8	0,5	0,29	0,01	100,26	Эдельштейн, 1964 г.	
634	Присакмарский			35,77	0,06	0,97	7,46	0,19	39,98	0,06	0,01	0,04		15,21	0,25	0,27	0,01	100,28	Бучковский, 1966 г.	
635	Присакмарский		195/184	39,29	0,07	1,16	7,04	0,07	38,79	0,64				12,3	0,52	0,42		100,3	Эдельштейн, 1964 г.	
636	Присакмарский		157	39,32	0,06	1,6	8,82	0,06	37,78	0,15				11,85	0,38	0,27	0,01	100,3	Эдельштейн, 1964 г.	
637	Присакмарский		564/559	38,61	0,08	1,79	10,33	0,08	36,75	0,07				11,8	0,43	0,36	0,01	100,31	Эдельштейн, 1964 г.	
638	Присакмарский		156	38,23	0,07	1,27	12,25	0,08	36,07	0,4				11,22	0,42	0,31		100,32	Эдельштейн, 1964 г.	
639	Присакмарский		672	39,56	0,09	2,05	6,66	0,13	38,8	0,14				12,22	0,43	0,23	0,01	100,32	Эдельштейн, 1964 г.	
640	Присакмарский		662/652	39,86	0,12	2,59	6,64	0,15	38,3	0,07				12,05	0,3	0,28	0,01	100,37	Эдельштейн, 1964 г.	
641	Присакмарский		423/415	39,34	0,08	1,76	7,76	0,19	38,5	0,07				11,94	0,43	0,31		100,38	Эдельштейн, 1964 г.	
642	Присакмарский		334/329	38,63	0,07	1,7	8,38	0,1	38,01	0,1				12,72	0,42	0,25	0,01	100,39	Эдельштейн, 1964 г.	
643	Присакмарский		668/657	41,62	0,11	3,03	3,62	0,11	36,37	4,03				10,88	0,38	0,25	0,01	100,41	Эдельштейн, 1964 г.	
644	Присакмарский		201/190	39,02	0,06	1,37	8,65	0,12	38,14	0,25				12,05	0,46	0,31		100,43	Эдельштейн, 1964 г.	
645	Присакмарский		199/188	39,84	0,07	1,68	5,97	0,08	39,06	0,7				12,59	0,2	0,24	0,01	100,44	Эдельштейн, 1964 г.	
646	Присакмарский		229	39,58	0,07	1,96	8,3	0,1	37,14	0,21				12,43	0,32	0,34		100,45	Эдельштейн, 1964 г.	
647	Присакмарский			40,77	0,07	0,52	7,73	0,1	36,31	2,9	0,03	0,02		11,48	0,25	0,28	0,01	100,47	Бучковский, 1966 г.	
648	Присакмарский		451/459	38,61	0,09	2,43	7,33	0,16	38,62	0,07				12,65	0,3	0,25	0,01	100,52	Эдельштейн, 1964 г.	
649	Присакмарский		182/176	39,29	0,06	1,27	6,72	0,1	38,95	0,29				12,3	0,3	0,24		100,52	Эдельштейн, 1964 г.	
650	Присакмарский		675	39,87	0,23	1,51	7,71	0,08	38,38	0,14				11,96	0,36	0,38	0,01	100,63	Эдельштейн, 1964 г.	
651	Присакмарский		202/191	40,09	0,05	1,68	6,98	0,07	38,69	0,43				12,12	0,28	0,27		100,66	Эдельштейн, 1964 г.	
652	Присакмарский		432/431	38,53	0,1	2,73	8,61	0,18	37,62	0,29				12,04	0,36	0,24	0,01	100,71	Эдельштейн, 1964 г.	
653	Присакмарский		402/403	40,85	0,05	1,23	6,49	0,14	38,02	0,73				12,36	0,53	0,3	0,01	100,71	Эдельштейн, 1964 г.	
654	Присакмарский		390	39,22	0,07	2,16	9,11	0,12	37,7	0,14				11,45	0,45	0,3	0,01	100,73	Эдельштейн, 1964 г.	
655	Присакмарский		515/508	38,82	0,04	1,68	8,57	0,08	37,6	0,22				13,13	0,39	0,25	0,01	100,79	Эдельштейн, 1964 г.	
656	Присакмарский		113	38,9	0,06	1,27	8,22	0,1	39,0	0,36				12,29	0,34	0,25		100,79	Эдельштейн, 1964 г.	
657	Присакмарский		450/456	39,03	0,05	2,25	8,26	0,19	37,82	0,21				12,34	0,38	0,27	0,01	100,81	Эдельштейн, 1964 г.	
658	Присакмарский		538/532	39,96	0,06	1,79	6,94	0,08	38,08	0,07				13,5	0,39	0,29	0,01	101,17	Эдельштейн, 1964 г.	
659	Присакмарский		504/502	39,85	0,05	1,58	7,36	0,14	38,2	0,07				13,42	0,43	0,3	0,01	101,41	Эдельштейн, 1964 г.	
660	Присакмарский		543/535	38,6	0,08	2,23	9,06	0,1	38,19	0,07				12,95	0,3	0,25	0,01	101,84	Эдельштейн, 1964 г.	
661	Сахаринский		серпентинит аподунитовый	36,15	0,05	0,48	9,55	0,14	36,28	0,93	0,1	0,1		15,23	0,22	0,15	0,02	99,4	Кораблев, 1999 г.	
662	Сахаринский			35,34	0,07	1,04	8,62	0,12	40,45	0,23	0,1	0,08	0,1		13,15	0,6	0,21		100,01	Кораблев, 1999 г.
663	Сахаринский			35,63	0,11	1,03	8,78	0,14	43,37	0,09	0,1	0,03	0,1		10,0	0,67	0,15		100,1	Кораблев, 1999 г.
664	Таловский			37,66	0,06	0,48	16,03	0,11	33,83	0,1	0,19	0,05	0,05		10,08	0,18	0,08	0,018	98,72	Кораблев, 1999 г.
665	Таловский			42,32	0,04	0,86	5,83	0,008	37,28	0,29	0,17	0,05	0,11		11,44	0,224	0,22	0,011	98,75	Кораблев, 1999 г.
666	Таловский			40,28	0,03	1,11	7,13	0,08	35,15	0,88	0,19	0,06	0,13		13,4	0,128	0,27	0,012	98,76	Кораблев, 1999 г.
667	Таловский			35,88	0,03	0,29	9,93	0,17	42,46	0,59	0,22	0,07	0,07		8,86	0,3	0,11	0,015	98,94	Кораблев, 1999 г.
668	Таловский			41,02	0,04	0,54	10,86	0,17	44,92	0,1	0,18	0,05	0,3		3,1	1,04	0,19	0,013	99,24	Кораблев, 1999 г.
669	Таловский			41,18	0,09	2,86	7,93	0,15	36,77	2,8	0,3	0,1			6,82	0,03	0,24	0,014	99,29	Кораблев, 1999 г.
670	Таловский			41,29			0,73	7,25		36,88					13,18				99,33	Кораблев, 1999 г.
671	Таловский			39,05		0,54	8,22		38,02					13,66				99,49	Кораблев, 1999 г.	

Приложение 2 (стр.16 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лпш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	сумма	ссылка
672	Таловский			39,11		0,38	9,4	0,09	37,13	0,3			13,17				99,58	Кораблев, 1999 г.
674	Таловский			38,21		0,78	7,99	0,08	38,32				14,27				99,65	Кораблев, 1999 г.
676	Таловский			40,42	0,01	1,7	7,55	0,13	37,69	0,1	0,09	0,05	11,48	0,45	0,1		99,79	Кораблев, 1999 г.
673	Таловский	лериолит		41,54		2,9	7,77		35,6	2,88			8,9				99,59	Кораблев, 1999 г.
675	Таловский	гарибуртит		40,17		1,13	7,64		44,47	1,0			5,32				99,73	Кораблев, 1999 г.
677	Таловский	штубахит		40,0		2,03	8,27		40,14	1,75			7,68				99,87	Кораблев, 1999 г.
678	Таловский	серпентинит		40,46		0,57	5,11	0,2	40,38				12,84	0,34			99,9	Кораблев, 1999 г.
679	Таловский	апогарибуртитовый		39,23		0,6	6,39	0,08	40,04				13,63				99,97	Кораблев, 1999 г.
680	Таловский	штубахит		41,84		0,62	6,95		37,46	0,15			13,02				100,04	Кораблев, 1999 г.
681	Таловский			35,93		0,23	4,95		41,2	0,18			17,62				100,11	Кораблев, 1999 г.
682	Таловский			40,69		1,09	7,09	0,11	38,55				12,61				100,14	Кораблев, 1999 г.
683	Таловский			39,33		0,52	8,81	0,15	38,22				13,16				100,19	Кораблев, 1999 г.
684	Таловский			39,7	0,01	0,45	7,3	0,16	45,01	0,46	0,2	0,01	6,6	0,25			100,2	Кораблев, 1999 г.
685	Таловский	серпентинит аподунитовый		39,04	0,06	3,1	7,72	0,06	37,76	0,05			12,44	0,18			100,41	Кораблев, 1999 г.
686	Таловский			38,4	0,05	0,1	13,9	0,14	37,4	0,3	0,05	0,05	10,5	0,02			100,96	Кораблев, 1999 г.
687	Таловский			40,7	0,01	0,48	8,33	0,08	39,2	0,1	0,09	0,05	11,72	0,15	0,31		101,23	Кораблев, 1999 г.
688	Татишевский	серпентинит	ТТ-67	40,8	0,04	3,28	8,75	0,14	32,91	1,28	0,21	0,04	10,84				98,29	Панферов, 1995 г.
689	Татишевский	метасоматит	Е-2101/1	32,79	1,03	27,21	15,31	0,27	9,44	0,58	0,44	4,6	6,66				98,33	Тевселев, 2000 г.
690	Татишевский	серпентинит	ТТ-63	40,51	0,03	1,03	7,91	0,11	36,61	0,56	0,2	0,04	11,48				98,48	Панферов, 1995 г.
691	Татишевский	апогарибуртитовый		40,8	0,04	3,28	8,75	0,14	32,91	1,28	0,21	0,04	10,84	0,24			98,53	Кораблев, 1999 г.
692	Татишевский	серпентинит	В-2062	40,64	0,02	1,04	7,05	0,04	37,2	0,29	0,1	0,09	12,2				98,67	Тевселев, 2000 г.
693	Татишевский	апогарибуртитовый	ТТ-82г	38,6	0,02	2,06	9,51	0,08	36,01	0,14	0,19	0,04	12,08				98,73	Панферов, 1995 г.
694	Татишевский			40,51	0,03	1,03	7,91	0,11	36,61	0,56	0,2	0,04	11,48	0,25			98,73	Кораблев, 1999 г.
695	Татишевский	серпентинит	В-1023/4	40,72	0,14	6,47	11,04	0,13	28,42	3,82	0,29	0,05	7,7				98,78	Тевселев, 2000 г.
696	Татишевский	серпентинит		38,6	0,02	2,06	9,51	0,08	36,01	0,14	0,19	0,04	12,08	0,12			98,85	Кораблев, 1999 г.
697	Татишевский	серпентинит	В-1024/1	40,68	0,03	0,54	7,13	0,05	38,86	0,1	0,13	0,05	11,52				99,09	Тевселев, 2000 г.
698	Татишевский	метасоматит	Е-2101	26,81	1,18	22,45	13,01	0,23	23,27	0,7	0,38	0,02	11,1				99,15	Тевселев, 2000 г.
699	Татишевский	серпентинит	1399	39,5	0,02	0,64	7,19	0,23	38,49	0,35			12,74				99,16	Панферов, 1995 г.
700	Татишевский	серпентинит	В-2060	40,14	0,01	0,64	7,43	0,08	37,11	0,15	0,1	0,05	13,45				99,16	Тевселев, 2000 г.
701	Татишевский	серпентинит	Б-2001	39,48	0,12	1,62	7,43	0,12	38,62	0,1	0,1	0,04	11,56				99,19	Тевселев, 2000 г.
702	Татишевский	серпентинит	В-1018	36,84	0,03	0,77	7,9	0,09	38,14	0,74	0,11	0,05	14,52				99,19	Тевселев, 2000 г.
703	Татишевский	серпентинит	В-1024	39,52	0,02	0,65	8,39	0,11	38,04	0,59	0,13	0,05	11,78				99,28	Тевселев, 2000 г.
704	Татишевский	серпентинит	В-1021	40,32	0,02	1,09	7,34	0,08	38,55	0,15	0,1	0,05	11,6				99,3	Тевселев, 2000 г.
705	Татишевский	серпентинит	ТТ-67м	41,12	0,02	4,43	8,59	0,14	32,97	1,45			10,59				99,31	Панферов, 1995 г.
706	Татишевский	серпентинит	Е-1520/2	40,76	0,08	8,6	7,17	0,09	29,32	4,05	0,48	0,03	8,8				99,38	Тевселев, 2000 г.
707	Татишевский	серпентинит	2342	35,33	0,1	1,36	8,32	0,12	37,42	0,52	0,18	0,04	16				99,39	Шагина, 1974 г.
708	Татишевский	серпентинит	В-1023	44,38	0,05	8,45	6,76	0,09	26,85	5,94	0,19	0,06	6,64				99,41	Тевселев, 2000 г.
709	Татишевский	серпентинит	Б-1032	40,4	0,06	1,25	8,04	0,11	37,7	0,1	0,09	0,05	11,62				99,42	Тевселев, 2000 г.
710	Татишевский	серпентинит	ТТ-63м	42,28	0,02	0,86	2,8	0,15	40,66				12,7				99,47	Панферов, 1995 г.
711	Татишевский	апогарибуртитовый		39,5	0,02	0,64	7,19	0,23	38,49	0,35			12,74	0,35			99,51	Кораблев, 1999 г.
712	Татишевский	серпентинит		42,28	0,02	0,86	2,8	0,15	40,66				12,7	0,08			99,55	Кораблев, 1999 г.
713	Татишевский	серпентинит	Б-2009	39,1	0,04	1,12	7,35	0,09	37,88	0,75	0,08	0,04	13,16				99,61	Тевселев, 2000 г.
714	Татишевский	серпентинит	БГ-1003	38,88	0,03	1,75	7,61	0,07	38,57	0,1	0,01	0,05	12,57				99,64	Тевселев, 2000 г.
715	Татишевский	серпентинит	Б-2010	39,99	0,03	1,41	6,78	0,08	38,78	0,1	0,01	0,04	12,42				99,64	Тевселев, 2000 г.
716	Татишевский	серпентинит	Б-3006	38,92	0,05	2,19	7,97	0,11	38,36	0,1	0,05	0,03	11,88				99,66	Тевселев, 2000 г.

Приложение 2 (стр.17 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
717	Татишевский	серпентинит	1833	41,28	0,07	1,56	7,45	0,09	37,46	0,01	0,12	0,04	11,6				99,68	Шагина, 1974 г.
718	Татишевский	серпентинит	БТ-1003/5	41,55	0,04	2,57	7,35	0,14	36,5	0,1	0,03	0,04	11,4				99,72	Тевелев, 2000 г.
719	Татишевский	серпентинит	БП-8020	40,77	0,03	1,59	6,89	0,06	37,98	0,1	0,04	0,06	12,21				99,73	Тевелев, 2000 г.
720	Татишевский	серпентинит	БМ-2047/2	39,62	0,03	1,32	7,99	0,09	38,71	0,1	0,01	0,04	11,84				99,75	Тевелев, 2000 г.
721	Татишевский	серпентинит	Б-1034	38,93	0,01	0,79	7,86	0,06	39,66	0,1	0,01	0,03	12,31				99,76	Тевелев, 2000 г.
722	Татишевский	серпентинит	Б-2046	39,56	0,05	1,49	7,86	0,08	38,67	0,1	0,04	0,05	11,87				99,77	Тевелев, 2000 г.
723	Татишевский	серпентинит	БТ-1003/2	39,42	0,05	1,73	7,74	0,09	38,45	0,1	0,06	0,08	12,09				99,81	Тевелев, 2000 г.
724	Татишевский	серпентинит	В-1018/6	38,78	0,01	1,05	8,14	0,1	38,55	0,44	0,14	0,05	12,56				99,82	Тевелев, 2000 г.
725	Татишевский	серпентинит	Б-2004	39,12	0,03	3,28	7,21	0,12	38,4	0,1	0,04	0,05	11,5				99,85	Тевелев, 2000 г.
726	Татишевский	серпентинит	Б-3006/9	39,5	0,09	1,72	8,24	0,09	38,05	0,1	0,11	0,12	11,9				99,92	Тевелев, 2000 г.
727	Татишевский	серпентинит	7	39,07	0,17	2,5	8,19	0,18	36,56	0,42	0,1	0,04	12,7				99,93	Бердогов, 1986 г.
728	Татишевский	серпентинит	Б-2011	39,87	0,02	1,39	7,41	0,08	38,87	0,1	0,01	0,03	12,16				99,94	Тевелев, 2000 г.
729	Татишевский	серпентинит	В-1020	40,7	0,14	2,01	7,55	0,08	37,63	0,15	0,39	0,05	11,24				99,94	Тевелев, 2000 г.
730	Татишевский	серпентинит	Б-1033	40,5	0,08	1,5	7,91	0,07	38,3	0,1	0,14	0,05	11,3				99,95	Тевелев, 2000 г.
731	Татишевский	серпентинит	В-1018/3	40,82	0,01	1,31	7,81	0,1	38,41	0,1	0,1	0,05	11,24				99,95	Тевелев, 2000 г.
732	Татишевский	серпентинит	Б-1033	39,68	0,05	2,39	7,29	0,08	38,29	0,1	0,03	0,03	12,05				99,99	Тевелев, 2000 г.
733	Татишевский	серпентинит	БМ-2047/1	38,91	0,04	1,94	8,04	0,12	38,64	0,1	0,03	0,05	12,12				99,99	Тевелев, 2000 г.
734	Татишевский	серпентинит	Б-1034	39,98	0,08	2,02	9,19	0,1	36,9	0,29	0,17	0,12	11,18				100,03	Тевелев, 2000 г.
735	Татишевский	серпентинит	В-1018/1	40,62	0,02	1,25	6,7	0,09	39,43	0,1	0,1	0,05	11,74				100,1	Тевелев, 2000 г.
736	Татишевский	серпентинит	В-1023/1	37,6	0,04	9,16	8,44	0,11	32,0	2,36	0,11	0,05	10,28				100,15	Тевелев, 2000 г.
737	Татишевский	серпентинит	1876	40,95	0,25	0,92	7,9	0,09	38,62	0,08	0,12	0,04	11,3				100,27	Шагина, 1974 г.
738	Татишевский	серпентинит	В-2061	36,84	0,01	1,0	7,88	0,1	37,4	0,44	0,1	0,08	16,64				100,49	Тевелев, 2000 г.
739	Татишевский	серпентинит	1859	41,11	0,12	0,67	8,08	0,09	38,26	0,01	0,92	0,04	11,38				100,68	Шагина, 1974 г.
740	Татишевский	серпентинит	В-1022	41,3	0,03	1,56	7,66	0,1	38,55	0,15	0,22	0,05	11,14				100,76	Тевелев, 2000 г.
741	Татишевский	серпентинит	В-1019	40,28	0,02	1,57	7,55	0,08	39,57	0,15	0,1	0,05	11,46				100,83	Тевелев, 2000 г.
742	Тирлянский	серпентинит	ш-1457б	45,09	0,4	8,4	7,8	0,21	26,7	2,26	0,04		8,48	0,29	0,17		99,84	Козлов, 1969 г.
743	Тирлянский	серпентинит	с-83-4	36,56	0,12	1,28	7,12	0,09	35,27	4,56	0,32	0,04	14,02		0,59		99,97	Козлов, 1969 г.
744	Тирлянский	серпентинит	с-83-2	41,0	0,075	0,96	6,65	0,12	38,28	0,35	0,26	0,08	11,59		0,63		100,0	Козлов, 1969 г.
745	Тирлянский	серпентинит	ш-2225	41,9	0,03	1,53	6,76	0,1	35,77	0,84	0,05		12,56	0,25	0,32		100,11	Козлов, 1969 г.
746	Тирлянский	серпентинит	ш-2228	40,3	0,03	1,4	6,96	0,06	38,1	0,39	0,02		12,35	0,31	0,27		100,19	Козлов, 1969 г.
747	Тирлянский	серпентинит	ш-2255/1	41,05	0,01	1,03	5,41	0,13	27,38	7,67	0,04		17,15	0,23	0,21		100,31	Козлов, 1969 г.
748	Тирлянский	серпентинит	ш-1457а/1	31,3	0,94	16,01	11,59	0,34	27,15	1,12	0,04		11,76	0,01	0,05		100,31	Козлов, 1969 г.
749	Тирлянский	серпентинит	6062	41,5	0,1	1,4	5,05	0,05	38,7	0,39	0,21	0,21	12,47	0,21	0,21		100,5	Козлов, 1969 г.
750	Тирлянский	серпентинит	ш-2225в/1	52,8	0,03	1,4	5,85	0,06	30,9	0,39	0,04		8,55	0,26	0,27		100,55	Козлов, 1969 г.
751	Тирлянский	серпентинит	ш-1457а	41,26	0,01	1,02	6,36	0,05	38,9	0,39	0,04		12,05	0,25	0,28		100,61	Козлов, 1969 г.
752	Узункырский	серпентинит	39,82		0,52	7,73			38,17				12,58				98,82	Кораблев, 1999 г.
753	Узункырский	серпентинит	38,01		1,18	7,71		0,09	39,04				12,85				98,88	Кораблев, 1999 г.
754	Узункырский	серпентинит	39,56		1,11	9,83			37,28	0,03			11,18				98,99	Кораблев, 1999 г.
755	Узункырский	серпентинит	39,19		1,06	7,96		0,09	37,59	0,51			12,88				99,28	Кораблев, 1999 г.
756	Узункырский	серпентинит	38,09		3,45	9,18		0,1	34,15	1,54			12,9				99,41	Кораблев, 1999 г.
757	Узункырский	серпентинит	40,23		1,16	3,6		0,03	39,41	0,25			14,9				99,58	Кораблев, 1999 г.
758	Узункырский	серпентинит	41,51		0,94	2,64		0,08	40,67	0,15			13,8				99,79	Кораблев, 1999 г.
759	Узункырский	серпентинит	39,06		0,63	8,51		0,1	38,03	0,68			12,78				99,79	Кораблев, 1999 г.
760	Узункырский	серпентинит	40,76		1,2	6,78		0,09	37,96	0,03			12,98				99,8	Кораблев, 1999 г.
761	Узункырский	серпентинит	42,09		0,26	8,32			37,28	0,07			11,82				99,84	Кораблев, 1999 г.

Приложение 2 (стр.18 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лпш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	сумма	ссылка
762	Узункырский	серпентинит		41,82		1,04	1,97	0,06	40,55	0			14,0	0,16	0,25		99,85	Кораблев, 1999 г.
763	Узункырский	серпентинит		36,15		0,81	11,58		37,27	0,84			12,2				99,85	Кораблев, 1999 г.
764	Узункырский	серпентинит		38,68		1,8	8,26	0,08	38,18				12,96				99,96	Кораблев, 1999 г.
765	Ургунский	перидотиты и апонидитовые серпентиниты	3801	39,24	0,07	0,93	7,34	0,1	38,75	0,21	0,02		12,8	0,48	0,27		100,21	Эдельштейн, 1964 г.
766	Ургунский		3762	39,28	0,07	0,87	7,42	0,11	39,19	0,14	0,04		12,32	0,56	0,27		100,27	Эдельштейн, 1964 г.
767	Ургунский		3763	39,35	0,08	1,06	7,17	0,1	39,05	0,14	0,03		12,67	0,5	0,25		100,4	Эдельштейн, 1964 г.
768	Ургунский		3399	39,42	0,07	0,45	8,51	0,09	39,23	0,14	0,03		12,02	0,45	0,25		100,66	Эдельштейн, 1964 г.
769	Успенковский	серпентинит	4037	38,8	0,02	0,99	8,34	0,12	36,0	0,29			13,14				97,7	Панферов, 1995 г.
770	Успенковский	серпентинит	4024	39,96	0,02	1,3	5,96	0,12	38,21				12,18				97,75	Панферов, 1995 г.
771	Успенковский	серпентинит	4023	40,68	0,03	0,63	7,46	0,08	36,5				12,38				97,76	Панферов, 1995 г.
772	Успенковский	серпентинит	86е	41,48	0,02	1,3	2,54	0,05	39,41	0,1			13,1				98,0	Панферов, 1995 г.
773	Успенковский	серпентинит	Хр-2/110	37,9	0,09	1,02	7,68	0,1	38,92	0,92	0,07	0,1	11,24				98,04	Туманов, 1968 г.
774	Успенковский	серпентинит	Хр-2/480	37,47	0,05	0,91	7,71	0,12	39,44	0,73	0,09	0,06	11,46				98,04	Туманов, 1968 г.
775	Успенковский	серпентинит	4028	37,94	0,03	1,24	8,31	0,11	38,21	0,58			11,64				98,06	Панферов, 1995 г.
776	Успенковский	серпентинит	К-8/4м	37,6	0,08	2,59	7,73	0,11	39,92		0,05	0,04	9,96				98,08	Туманов, 1968 г.
777	Успенковский	серпентинит	4029	37,9	0,02	0,99	8,18	0,1	39,32	0,43			11,24				98,18	Панферов, 1995 г.
778	Успенковский	серпентинит	Хр-2/280	38,96	0,05	0,91	7,61	0,12	43,42	0,06	0,07	0,06	7,04				98,3	Туманов, 1968 г.
779	Успенковский	серпентинит	В-2056	40,4	0,02	0,77	8,06	0,08	35,88	0,29	0,35	0,055	12,42				98,33	Тевселев, 2000 г.
780	Успенковский	серпентинит		38,8	0,02	0,99	8,37	0,12	36,0	0,29			13,14	0,28	0,33	0,014	98,35	Кораблев, 1999 г.
781	Успенковский	серпентинит	В-2039	39,74	0,01	0,92	7,45	0,11	38,02	0,1	0,1	0,05	11,96				98,46	Тевселев, 2000 г.
782	Успенковский	серпентинит	Г-5/100	39,46		0,81	8,34	0,12	39,94	0,88	0,06	0,04	8,82				98,47	Туманов, 1968 г.
783	Успенковский	серпентинит	Хр-2/200	38,25	0,05	1,04	8,43	0,13	41,98	0,44	0,1	0,08	8,02				98,52	Туманов, 1968 г.
784	Успенковский	апогарбургитовый	4032	38,9	0,02	1,5	9,85	0,06	35,9				12,3				98,53	Панферов, 1995 г.
785	Успенковский			39,96	0,02	1,3	6,05	0,12	38,21				12,18	0,38	0,29	0,012	98,54	Кораблев, 1999 г.
786	Успенковский			40,68	0,03	0,63	7,46	0,08	36,5				12,38	0,5	0,29	0,008	98,56	Кораблев, 1999 г.
787	Успенковский	серпентинит	86г	37,81	0,02	0,64	8,3	0,09	36,61	0,56			14,54				98,57	Панферов, 1995 г.
788	Успенковский	серпентинит	4035	39,62	0,02	0,99	7,66	0,1	37,4				12,84				98,63	Панферов, 1995 г.
789	Успенковский	серпентинит	96д	41,92	0,01	1,43	2,99	0,04	39,12	0,05			13,14				98,7	Панферов, 1995 г.
790	Успенковский	серпентинит	В-2053/2	39,88	0,02	1,56	8,09	0,12	39,86	1,47	0,13	0,05	7,58				98,76	Тевселев, 2000 г.
791	Успенковский	серпентинит	Г-5/120	37,95		1,14	8,38	0,12	40,45		0,1	0,04	10,58				98,76	Туманов, 1968 г.
792	Успенковский	серпентинит		37,81	0,02	0,64	8,3	0,09	36,61	0,56			14,54	0,19			98,76	Кораблев, 1999 г.
793	Успенковский	серпентинит	Г-5/80	38,5		0,81	7,81	0,13	40,28	1,44	0,05	0,04	9,74				98,8	Туманов, 1968 г.
794	Успенковский	серпентинит	В-2024/1	37,66	0,02	0,82	7,72	0,09	40,37	0,44	0,14	0,05	11,5				98,81	Тевселев, 2000 г.
795	Успенковский	серпентинит	86д	38,58	0,03	1,06	6,42	0,18	38,9	0,31			13,34				98,82	Панферов, 1995 г.
796	Успенковский	серпентинит	В-2024	37,12	0,01	0,84	7,0	0,1	39,63	0,88	0,17	0,06	13,08				98,89	Тевселев, 2000 г.
797	Успенковский	серпентинит	Хр-2/240	38,86	0,09	0,88	7,87	0,12	41,56	0,44	0,08	0,1	8,91				98,91	Туманов, 1968 г.
798	Успенковский	серпентинит	Шрф-399/0,6	37,28		3,93	7,35	0,07	37,46		0,06	0,08	12,72				98,95	Туманов, 1968 г.
799	Успенковский	серпентинит	В-2029	33,46	0,02	0,37	7,92	0,1	40,98	0,1	0,19	0,05	15,8				98,99	Тевселев, 2000 г.
800	Успенковский	серпентинит	В-2031	40,24	0,02	0,92	6,43	0,04	38,54	0,14	0,81	0,05	11,8				98,99	Тевселев, 2000 г.
801	Успенковский	серпентинит	Шрф-537	36,68		3,43	7,97	0,12	37,44	0,11	0,07	0,05	13,14				99,01	Туманов, 1968 г.
802	Успенковский	гарбургит		37,94	0,03	1,24	8,31	0,11	38,21	0,58			11,64	0,65	0,33	0,012	99,06	Кораблев, 1999 г.
803	Успенковский	серпентинит	86в	40,32	0,02	0,77	2,68	0,11	40,41	0,35			14,42				99,08	Панферов, 1995 г.
804	Успенковский	серпентинит	Г-5/60	37,62		0,92	8,3	0,1	38,98	0,23	0,07	0,05	12,81				99,08	Туманов, 1968 г.
805	Успенковский	серпентинит		38,58	0,03	1,06	6,42	0,18	38,9	0,31			13,34	0,26			99,08	Кораблев, 1999 г.
806	Успенковский	серпентинит	4031	38,32	0,02	0,74	7,78	0,09	37,4	1,16			13,58				99,09	Панферов, 1995 г.

Приложение 2 (стр.19 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
807	Успенковский	серпентинит	Хр-2/410	37,01	0,05	1,18	8,38	0,15	39,55	0,09	0,07	12,66					99,14	Туманов, 1968 г.
808	Успенковский	серпентинит	В-2053	35,28	0,01	0,56	8,67	0,13	38,45	0,29	0,11	0,05	15,6				99,15	Тевелев, 2000 г.
809	Успенковский	серпентинит	86а	38,24	0,02	0,62	7,5	0,12	37,21	1,0			14,46				99,17	Панферов, 1995 г.
810	Успенковский	серпентинит	Хр-2/450	37,57	0,06	0,91	7,41	0,13	39,23	1,03	0,09	0,06	12,68				99,17	Туманов, 1968 г.
811	Успенковский	серпентинит	86бс	42,34	0,03	1,21	1,98	0,04	39,75	0,42			13,46				99,23	Панферов, 1995 г.
812	Успенковский	гарцбургит	37,9	37,9	0,02	0,99	8,18	0,1	39,32	0,43			11,24	0,66	0,37	0,01	99,23	Кораблев, 1999 г.
813	Успенковский	серпентинит	Хр-2/10	40,73	0,14	0,86	7,65	0,12	36,57	0,59	0,08	0,1	12,44				99,28	Туманов, 1968 г.
814	Успенковский	серпентинит	Хр-2/360	37,36	0,06	0,91	7,68	0,11	40,93	0,15	0,09	0,07	11,96				99,32	Туманов, 1968 г.
815	Успенковский	серпентинит		38,24	0,02	0,62	7,5	0,12	37,21	1,0			14,46	0,16			99,33	Кораблев, 1999 г.
816	Успенковский	серпентинит аподунитовый	Б-2057	40,5	0,04	1,65	7,07	0,15	37,2	0,86	0,11	0,05	11,72				99,35	Тевелев, 2000 г.
817	Успенковский			39,62	0,02	0,99	7,66	0,1	37,4				12,84	0,4	0,32		99,35	Кораблев, 1999 г.
818	Успенковский	серпентинит		38,9	0,02	1,5	9,35	0,06	35,9				12,3	1,39	0,33	0,011	99,78	Кораблев, 1999 г.
819	Успенковский	апогарцбургитовый	В-4022	41,24	0,06	0,81	7,04	0,19	37,24	0,1	0,2	0,2	12,32				99,4	Тевелев, 2000 г.
820	Успенковский			38,32	0,02	0,74	7,78	0,09	37,4	1,16			13,58	0,64	0,33	0,009	100,08	Кораблев, 1999 г.
821	Успенковский	серпентинит	Хр-2/60	35,52	0,06	1,58	7,96	0,12	38,32	0,44	0,08	0,09	15,26				99,43	Туманов, 1968 г.
822	Успенковский	серпентинит	В-2051	40,5	0,01	0,47	7,15	0,04	39,78	0,1	0,18	0,05	11,24				99,52	Тевелев, 2000 г.
823	Успенковский	серпентинит	В-2024/2	42,14	0,01	0,82	7,46	0,11	36,98	0,29	0,14	0,05	11,52				99,52	Тевелев, 2000 г.
824	Успенковский	серпентинит	Шрф-590,7	38,92		2,55	7,41	0,08	38,06		0,04	0,03	12,49				99,58	Туманов, 1968 г.
825	Успенковский	серпентинит	4026	39,9	0,06	2,73	6,83	0,06	37,6				12,6				99,78	Панферов, 1995 г.
826	Успенковский	серпентинит	Б-2057/1	40,42	0,06	2,02	8,11	0,14	36,95	1,58	0,1	0,05	10,42				99,85	Тевелев, 2000 г.
827	Успенковский	серпентинит	36	38,39	0,04	1,61	8,25	0,11	39,21	0,41	0,08	0,06	11,7				99,86	Бердлогин, 1986 г.
828	Успенковский	серпентинит	87	38,52	0,03	1,06	7,7	0,06	43,02	0,85			8,7				99,94	Панферов, 1995 г.
829	Успенковский	серпентинит	В-2053/6	39,5	0,09	1,38	9,91	0,13	39,67	1,47	0,34	0,05	7,4				99,94	Тевелев, 2000 г.
830	Успенковский	серпентинит	Хр-2/160	39,24	0,06	1,31	7,89	0,12	41,13	0,15	0,07	0,06	10,0				100,03	Туманов, 1968 г.
831	Успенковский	серпентинит	В-6026/3	41,68	0,05	1,54	7,25	0,07	36,6	1,18	0,1	0,05	11,58				100,1	Тевелев, 2000 г.
832	Успенковский	серпентинит	В-1017/3	41,86	0,01	1,57	8,21	0,06	36,4	0,29	0,13	0,05	11,54				100,12	Тевелев, 2000 г.
833	Успенковский	дунит		38,52	0,03	1,06	7,7	0,06	43,02	0,85			8,7	0,22			100,16	Кораблев, 1999 г.
834	Успенковский	серпентинит	Г-2/80	37,56		2,76	7,04	0,1	38,74		0,01	0,02	13,98				100,21	Туманов, 1968 г.
835	Успенковский	серпентинит	В-1007/1	38,96	0,02	1,3	7,85	0,11	39,22	0,35	0,13	0,05	12,34				100,33	Тевелев, 2000 г.
836	Успенковский	серпентинит	1506	40,56		2,28	6,23	0,15	38,82	0,04	0	12,42					100,5	Туманов, 1968 г.
837	Успенковский	серпентинит	В-1017/2	40,6	0,02	3,35	7,98	0,11	36,3	0,15	0,18	0,05	11,8				100,54	Тевелев, 2000 г.
838	Успенковский	серпентинит	Шрф-920,65	38,8		2,75	7,58	0,04	38,56		0,01	0,03	12,83				100,6	Туманов, 1968 г.
839	Успенковский	серпентинит	В-6026/3	44,1	0,01	2,35	7,92	0,07	35,38	0,29	0,1	0,05	10,34				100,61	Тевелев, 2000 г.
840	Успенковский	серпентинит	В-1008	39,8	0,03	1,56	7,26	0,11	39,16	0,44	0,12	0,05	12,1				100,63	Тевелев, 2000 г.
841	Успенковский	серпентинит		39,9	0,06	2,73	6,83	0,06	37,6				12,6	0,49	0,33	0,015	100,64	Кораблев, 1999 г.
842	Успенковский	серпентинит	В-2057/1	42,3	0,17	19,32	5,46	0,08	15,34	11,78	1,44	0,06	4,8				100,75	Кораблев, 2000 г.
843	Хабарнинский	дунит		32,32		0,47	6,86		41,53				15,4	0,36	0,32	0,01	97,27	Грищенко *
844	Хабарнинский	перидотит		37,34	0,06	1,07	7,39	0,12	36,7	0,54			14,2	0,25	0,19	0,013	97,87	Варлаков *
845	Хабарнинский	дунит-гарцбургит	26265-9	35,9		0,33	7,6	0,14	39,53	0,76			13,68	0,51	0,17		98,62	Варлаков, 1978
846	Хабарнинский		26265-7	34,48		2,12	6,76	0,11	40,05	0,06			13,86	0,57	0,35		98,36	Варлаков, 1978
847	Хабарнинский	дунит	26265-4	33,93		1,33	6,87	0,14	39,78	0,41			15,33	0,29	0,35		98,43	Варлаков, 1978
848	Хабарнинский	перидотит	26024-5	38,6		1,77	7,79	0,14	40,03	0,64			8,89	0,51	0,31		98,68	Варлаков, 1978
849	Хабарнинский	дунит		34,23		0,24	6,89	0,07	40,89				15,99	0,29	0,1		98,7	Грищенко *
850	Хабарнинский	перидотит		35,76		1,1	7,15	0,06	38,99				15,09	0,32	0,23	0,01	98,71	Грищенко *
851	Хабарнинский	перидотит	26271	39,06		0,96	7,87	0,19	41,77	0,4			8,36	0,18	0,17		98,96	Варлаков, 1978

Приложение 2 (стр.20 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лпш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
852	Хабарнинский	дунит-гарцбургит		36,48	0,04	3,0	7,16	0,13	39,72	0,54			11,5	0,23	0,23	0,013	99,04	Варлаков *
853	Хабарнинский	перидотит		39,6	0,15	1,1	8,01	0,1	38,8	0,8			9,29	0,18	1,05		99,08	Хромиты, 1940
854	Хабарнинский	перидотит	24129	37,88		0,85	7,81	0,1	37,96				14,08	0,23	0,2		99,11	Варлаков, 1978
855	Хабарнинский	дунит	26265-5	34,6		0,55	7,95	0,18	40,1	0,76			14,57	0,32	0,16		99,19	Варлаков, 1978
856	Хабарнинский	дунит	32606-19	32,6		0,18	6,7	0,12	41,6	0,04			17,55	0,11	0,3		99,2	Варлаков, 1978
857	Хабарнинский	перидотит	30068	36,92	0,03	0,84	7,95	0,13	38,66	0,7			13,37	0,35	0,26		99,21	Варлаков, 1978
858	Хабарнинский	перидотит	21427-19а	37,02		1,19	9,72	0,12	35,4	0,52			15,06	0,06	0,13		99,22	Варлаков, 1978
859	Хабарнинский	дунит	32606-17	33,48		0,84	6,81	0,13	41,16	0,04			16,39	0,08	0,29		99,22	Варлаков, 1978
860	Хабарнинский	перидотит		36,01		0,82	9,96	0,15	37,79				14,05	0,45			99,23	Кашин, Федоров, 1940
861	Хабарнинский	перидотит		37,61		2,61	7,12	0,15	36,98	0,36			14,0	0,19	0,22		99,24	
862	Хабарнинский	перидотит		37,61		2,61	7,12	0,15	36,98	0,36			14,0	0,19	0,22		99,24	Хромиты, 1940
863	Хабарнинский	перидотит	17209-1г	38,28	0,04	0,69	10,45	0,15	35,41	0,17			13,54	0,36	0,14	0,02	99,25	Варлаков, 1978
864	Хабарнинский	перидотит	26024-6	38,94		1,31	7,89	0,14	39,82	0,76			9,74	0,34	0,31		99,25	Варлаков, 1978
865	Хабарнинский	дунит		33,64		1,18	7,86		39,29	0,61			16,16	0,28	0,22	0,016	99,26	Варлаков *
866	Хабарнинский	дунит	32606-16	33,48		0,3	6,55	0,12	41,36	0,21			16,91	0,06	0,28		99,27	Варлаков, 1978
867	Хабарнинский	перидотит	31346	38,1	0,05	0,2	11,95	0,11	34,78	0,89			12,8	0,21	0,16	0,02	99,27	Варлаков, 1978
868	Хабарнинский	перидотит	34217	40,92		2,6	6,21	0,12	36,7	0,44			11,6	0,39	0,3		99,28	Варлаков, 1978
869	Хабарнинский	гарцбургит	32606-10	35,36		0,64	7,75	0,13	39,48	0,25			15,29	0,09	0,29		99,28	Варлаков, 1978
870	Хабарнинский	перидотит		40,72		2,73	7,47		35,79	1,16			11,16	0,16	0,11	0,013	99,31	Варлаков *
871	Хабарнинский	дунит	26265-6	33,8		0,73	7,54	0,11	41,99	0,23			13,96	0,64	0,33		99,33	Варлаков, 1978
872	Хабарнинский	перидотит	17209-1д	39,28	0,04	0,76	9,37	0,13	35,19	0,82			13,43	0,16	0,14	0,01	99,33	Варлаков, 1978
873	Хабарнинский	перидотит		39,46	0,03	0,94	8,56	0,08	37,12	0,9			11,8	0,2	0,23	0,013	99,333	Варлаков *
874	Хабарнинский	дунит	32606-15	33,24		0,78	6,56	0,13	41,4	0,21			16,65	0,08	0,29		99,34	Варлаков, 1978
875	Хабарнинский	дунит	32606-14	32,98		0,55	6,34	0,12	41,65	0,09			17,15	0,18	0,29		99,35	Варлаков, 1978
876	Хабарнинский	перидотит		36,86		0,73	7,35	0,14	39,85				13,76	0,44	0,25		99,38	Варлаков, 1978
877	Хабарнинский	перидотит	24217	38,19		0,06	2,57	0,06	39,89	0,14			13,43		0,05	0,009	99,4	Гриценко *
878	Хабарнинский	перидотит	ср-4	38,27	0,03	0,58	10,85	0,14	35,33	0,41			13,29	0,36	0,13	0,015	99,41	Варлаков, 1978
879	Хабарнинский	перидотит	26024-2	39,96		1,68	8,06	0,14	37,98	1,25			9,57	0,51	0,26		99,41	Варлаков, 1978
880	Хабарнинский	дунит	32606-20	33,42		0,78	6,32	0,13	41,56				16,81	0,11	0,29		99,42	Варлаков, 1978
881	Хабарнинский	перидотит		36,06		0,82	9,96	0,15	37,79				14,05	0,45	0,15		99,43	Хромиты, 1940
882	Хабарнинский	перидотит	32606-26	38,46		1,93	7,12	0,13	36,7	0,3			14,4	0,25	0,15		99,44	Варлаков, 1978
883	Хабарнинский	дунит	32606-13	33,94		1,18	6,66	0,13	40,67	0,21			16,31	0,09	0,28		99,47	Варлаков, 1978
884	Хабарнинский	перидотит	32606-22	37,4		0,98	7,0	0,1	38,72	0,08			14,9	0,16	0,14		99,48	Варлаков, 1978
885	Хабарнинский	перидотит	32606-25	37,64		1,23	7,48	0,12	39,67	0,38			12,6	0,25	0,13		99,5	Варлаков, 1978
886	Хабарнинский	перидотит		37,33		0,84	7,3	0,07	37,39				16,0	0,36	0,22	0,007	99,52	Гриценко *
887	Хабарнинский	перидотит	32606-9	36,54		0,46	8,05	0,13	39,07	0,25			14,55	0,2	0,27		99,52	Варлаков, 1978
888	Хабарнинский	перидотит	32606-23	38,02		1,03	7,61	0,14	37,33	0,17			14,86	0,24	0,13		99,53	Варлаков, 1978
889	Хабарнинский	дунит	32606-18	33,34		1,18	6,35	0,13	41,69				17,35	0,2	0,3		99,54	Варлаков, 1978
890	Хабарнинский	перидотит		37,02		1,02	10,59		35,88		0,18	0,12	14,51		0,12	0,1	99,54	Шишулина
891	Хабарнинский	перидотит	32606-12	36,82		1,58	6,57	0,13	38,75	0,25			14,97	0,23	0,25		99,55	Варлаков, 1978
892	Хабарнинский	перидотит		37,4		1,14	6,61		38,74	0,6			14,4	0,43	0,22	0,013	99,553	Варлаков *
893	Хабарнинский	перидотит	24308	37,46		0,62	7,66	0,12	40,3				12,8	0,42	0,18		99,56	Варлаков, 1978
894	Хабарнинский	перидотит		38,85	0,21	1,39	7,89	0,12	36,54				13,92	0,36	0,31	0,016	99,61	Никитин, Полуэтов, 1973
895	Хабарнинский	перидотит		38,66	0,01	1,02	9,41	0,12	36,2	0,43			13,28	0,33	0,14	0,01	99,61	Варлаков, 1978
896	Хабарнинский	перидотит		39,6	0,15	1,1	8,01	0,1	38,8	0,8	0,56		9,29	0,18	1,05		99,64	Кашин, Федоров *

Приложение 2 (стр.21 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
897	Хабарнинский	перидотит	21427-7	37,7		1,06	8,66	0,09	36,35	0,58			14,89	0,32			99,65	Варлаков, 1978
898	Хабарнинский	перидотит	32606-24	36,2		1,21	7,09	0,1	39,49	0,12			15,14	0,17	0,13		99,65	Варлаков, 1978
899	Хабарнинский	перидотит	29	40,96		0,6	6,99	0,09	37,64	0,26			12,28	0,58	0,26		99,66	Варлаков, 1978
900	Хабарнинский	перидотит		38,04		1,05	7,55		37,97	0,6			14,0	0,22	0,014		99,66	Варлаков *
901	Хабарнинский	перидотит	21427-19	42,82		1,19	6,13	0,12	38,69				10,42	0,3			99,67	Варлаков, 1978
902	Хабарнинский	перидотит	32	41,98		0,53	6,81	0,12	37,18	0,47			11,56	0,67	0,35		99,67	Варлаков, 1978
903	Хабарнинский	перидотит	32606-11	36,84		1,21	7,37	0,15	38,56	0,25			14,84	0,18	0,28		99,68	Варлаков, 1978
904	Хабарнинский	перидотит	559	37,34		1,33	7,39	0,12	36,7	0,54			15,9	0,25	0,13		99,7	Варлаков, 1978
905	Хабарнинский	перидотит		37,12		0,87	8,54	0,11	38,45	0,12			14,09	0,34	0,09		99,73	Варлаков, 1996
906	Хабарнинский	дунит	32606-21	33,88		0,58	7,01	0,14	41,72	0,21			15,8	0,11	0,29		99,74	Варлаков, 1978
907	Хабарнинский	перидотит	32606-8	37,08		1,44	7,61	0,13	38,1	0,63			14,36	0,18	0,25		99,78	Варлаков, 1978
908	Хабарнинский	дунит-гарбургит		36,1	0,07	0,48	8,92	0,09	40,37	0,08			13,26	0,15	0,22	0,01	99,75	
909	Хабарнинский	перидотит		38,29	0,13	0,65	8,48	0,1	39,6	0,27			11,8	0,4	0,07	0,01	99,8	Никитин, Полуэктов, 1973
910	Хабарнинский	дунит		35,07	0,01	0,65	7,51	0,1	40,68	0,07			15,12	0,32	0,32	0,02	99,87	
911	Хабарнинский	перидотит	36209	38,66		0,81	7,92	0,14	39,75				12,06	0,19	0,34		99,87	Варлаков, 1978
912	Хабарнинский	перидотит	26265-8	36,48		0,87	7,46	0,14	39,45	0,46			14,14	0,54	0,34		99,88	Варлаков, 1978
913	Хабарнинский	перидотит		43,86		0,87	2,64		39,03				13,47		0,03		99,9	Грицаенко *
914	Хабарнинский	перидотит	26024-4	38,8		1,62	8,48	0,14	40,32	0,82			9,09	0,44	0,26		99,97	Варлаков, 1978
915	Хабарнинский	перидотит	32606-6	39,32		1,37	7,91	0,13	36,8	0,8			13,16	0,24	0,27		100,0	Варлаков, 1978
916	Хабарнинский	дунит	26249-1	35,42		0,99	7,62	0,15	40,77	0,76			13,61	0,46	0,22		100,0	Варлаков, 1978
917	Хабарнинский	перидотит	32606-7	37,98		1,31	7,82	0,15	37,48	0,46			14,36	0,17	0,28		100,01	Варлаков, 1978
918	Хабарнинский	перидотит		37,87		1,66	8,59	0,1	34,38				16,53	0,29	0,64	0,01	100,07	Грицаенко *
919	Хабарнинский	перидотит		37,72		1,39	7,16		37,65	0,6			15,2	0,25	0,11	0,014	100,1	Варлаков *
920	Хабарнинский	перидотит		43,62		0,46	2,6	0,05	39,43	0,05			13,88	0,06	0,01		100,16	Грицаенко *
921	Хабарнинский	перидотит		39,4		0,92	7,86		38,15	0,3			13,23	0,1	0,19	0,014	100,16	Варлаков *
922	Хабарнинский	дунит		35,28	0,03	0,54	8,25	0,16	42,21	0,36	0,34		12,08	0,67	0,25		100,17	Варлаков, 1996
923	Хабарнинский	перидотит		36,73		1,04	10,33	0,14	37,04	0,15			14,19	0,57			100,19	Кашин, Федоров, 1940
924	Хабарнинский	перидотит		36,73		1,04	10,33	0,14	37,04				14,19	0,57	0,15		100,19	
925	Хабарнинский	перидотит	21427-17	38,76		2,96	6,91	0,07	36,72				14,26	0,29	0,25		100,22	Варлаков, 1978
926	Хабарнинский	перидотит		36,91		0,53	6,52	0,1	40,55	0,12			14,9	0,32	0,29	0,01	100,25	Никитин, Полуэктов, 1973
927	Хабарнинский	перидотит	21427-8	36,36		1,28	8,65	0,14	35,77	0,46			17,38	0,32			100,36	Варлаков, 1978
928	Хабарнинский	перидотит		36,64		0,39	10,1	0,08	36,74	1,12			14,67	0,33	0,28	0,01	100,36	Грицаенко *
929	Хабарнинский	дунит-гарбургит		34,64		0,39	10,1	0,08	36,74	1,12			16,67	0,33	0,28	0,01	100,36	Шишулина *
930	Хабарнинский	перидотит	564	39,46		1,14	8,56	0,08	37,12	0,9			12,94	0,2	0,23		100,63	Варлаков, 1978
931	Хабарнинский	перидотит		38,0	0,05	1,04	6,78	0,1	39,27	1,03			14,0	0,2	0,23	0,013	100,7	Варлаков *
932	Хабарнинский	перидотит		38,09	0,03	1,44	7,84	0,11	39,11	0,38			13,12	0,32	0,33	0,021	100,79	Никитин, Полуэктов, 1973
933	Хабарнинский	перидотит	561	38,0		1,24	6,78	0,1	39,27	1,03			14,02	0,2	0,23		100,87	Варлаков, 1978
934	Хабарнинский	перидотит	13843	38,44		1,03	10,3	0,1	37,39	0,63			12,44	0,4	0,15	0,01	100,89	Варлаков, 1978
935	Хабарнинский	перидотит		37,5	0,22	1,1	7,74	0,1	40,0	0,2	0,32		12,1	0,18	1,5		100,96	Кашин, Федоров *
936	Хабарнинский	перидотит		37,5	0,22	1,11	7,74	0,1	40,0	0,2	0,32		12,1	0,18	1,5		100,97	Хромиты, 1940
937	Хабарнинский	дунит-гарбургит	555	36,48		3,25	7,16	0,13	39,72	0,54			13,3	0,23	0,23		101,04	Варлаков, 1978
938	Халиловский	перидотит		37,92	0,06	2,04	7,56	0,11	34,9	1,21			12,82	0,28	0,22	0,014	97,13	Варлаков *
939	Халиловский	перидотит		39,53		0,52	7,11	0,04	37,16				13,06				97,42	Маркин *
940	Халиловский	перидотит		37,5		4,5	6,47	0,14	37,76	0,82	0,39	0,13	10,3		0,1	0,05	98,16	Бакиров *
941	Халиловский	перидотит		39,57		1,11	7,44	0,06	36,84				13,35				98,37	Маркин *

Приложение 2 (стр.22 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	лпш	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
942	Халиловский	перидотит		35,86		1,76	5,71	0,1	38,95	0,59			14,91	0,3	0,2		98,38	Гинзбург *
943	Халиловский	дунит		34,26	0,04	1,74	7,14	0,11	40,03	0,66			14,04	0,28	0,16	0,013	98,47	Варлаков *
944	Халиловский	дунит		33,65		0,64	5,77	0,07	42,61	0,07			16,06	0,02			98,88	Маркина *
945	Халиловский	перидотит		38,86	0,05	3,7	6,16	0,21	37,29	0,67	0,28		11,5	0,06	0,15	0,03	98,96	Бакиров *
946	Халиловский	дунит		33,76		0,37	5,29		42,33	0,61			16,15	0,1	0,39	0,011	99,01	Варлаков *
947	Халиловский	перидотит		39,87	0,06	2,07	5,83	0,14	39,0		0,14	0,07	11,38	0,21	0,23	0,013	99,01	Варлаков, 1978
948	Халиловский	дунит	592-7	33,76		0,47	5,29		42,33	0,61			16,15	0,1	0,4		99,11	Варлаков, 1978
949	Халиловский	перидотит		37,29		0,47	6,83		40,1		0,11		14,14	0,25			99,19	Павлов *
950	Халиловский	перидотит		39,16		0,55	7,78		37,99	0,06			13,24	0,25	0,19	0,015	99,24	Варлаков *
951	Халиловский	перидотит		40,52	0,15	1,17	7,9	0,18	36,96	0,33			11,58	0,43	0,08		99,3	Бакиров *
952	Халиловский	перидотит		37,32		0,8	5,68		39,72	0,42			14,87	0,28	0,23	0,014	99,33	Варлаков *
953	Халиловский	дунит		34,4		0,55	6,15		41,36	0,18			16,36	0,22	0,13	0,014	99,36	Варлаков *
954	Халиловский	перидотит		36,81		1,43	6,3		39,38	0,24			14,69	0,28	0,23	0,013	99,37	Варлаков *
955	Халиловский	перидотит	562	37,92		2,32	7,56	0,11	34,9	1,21			14,84	0,32	0,26		99,44	Варлаков, 1978
956	Халиловский	перидотит	530	39,16		0,8	7,78		37,99	0,06			13,24	0,25	0,19		99,47	Варлаков, 1978
957	Халиловский	дунит		33,08		0,58	6,3		41,88	0,24			16,83	0,28	0,28	0,015	99,49	Варлаков *
958	Халиловский	перидотит		35,18		0,67	6,95		38,54		0,08		17,56	0,37	0,28		99,63	Бетехтин *
959	Халиловский	перидотит	592-14	36,81		1,71	6,3		39,38	0,24			14,69	0,28	0,23		99,64	Варлаков, 1978
960	Халиловский	дунит		33,36		0,47	6,23		42,06	0,12			16,75	0,38	0,29	0,014	99,67	Варлаков *
961	Халиловский	дунит	592-11	34,4		0,77	6,15		41,36	0,18			16,36	0,22	0,25		99,69	Варлаков, 1978
962	Халиловский	перидотит		37,29		0,47	6,83	0,1	39,77		0,11		14,55	0,25	0,33		99,7	Хромиты, 1940
963	Халиловский	дунит		33,56		0,3	4,98		43,45	0,06			16,89	0,08	0,4	0,015	99,74	Варлаков *
964	Халиловский	перидотит		40,38	0,19	1,37	7,98	0,26	39,04	0,14	0,13	0,07	9,0	1,1	0,09		99,75	Бакиров *
965	Халиловский	дунит	592-9	33,08		0,86	6,3		41,88	0,24			16,83	0,28	0,29		99,76	Варлаков, 1978
966	Халиловский	дунит-гарцбургит		34,62		0,46	7,26	0,13	39,43	0,23			17,52	0,2			99,85	Разумова *
967	Халиловский	перидотит		35,18		0,67	6,95		38,54		0,08		17,76	0,37	0,28	0,03	99,86	Хромиты, 1940
968	Халиловский	дунит	592-5	33,56		0,38	4,98		43,45	0,06			16,98	0,08	0,49		99,98	Варлаков, 1978
969	Халиловский	дунит-гарцбургит		35,84	0,06	0,24	7,49	0,11	39,86	0,15	0,05	0,03	15,48	0,45	0,26		100,02	Варлаков, 1978
970	Халиловский	перидотит	651	40,12		1,77	5,37		38,25	0,12			14,24	0,14	0,05		100,06	Варлаков, 1978
971	Халиловский	перидотит	7	37,26		3,63	7,04	0,11	34,7	0,63			16,2	0,46	0,17		100,2	
972	Халиловский			36,73	0,05	0,33	7,7	0,12	40,72	0,35	0,2	0,07	13,5	0,17	0,25	0,013	100,2	
973	Халиловский			36,48	0,07	0,59	7,68	0,12	40,83	0,18	0,09	0,09	13,34	0,42	0,3	0,013	100,2	Варлаков, 1978
974	Халиловский	дунит-гарцбургиты		35,94	0,05	0,56	6,68	0,14	41,46		0,03	0,1	14,56	0,44	0,26	0,013	100,23	
975	Халиловский			36,2	0,06	0,45	8,24	0,14	40,51	0,39	0,11	0,06	13,38	0,44	0,26	0,013	100,25	
978	Халиловский			36,44	0,05	0,7	7,18	0,14	41,04	0,07	0,06	0,06	14,02	0,35	0,26	0,013	100,38	Варлаков, 1978
976	Халиловский	перидотит		41,2	0,07	1,1	7,97	0,14	37,19	0,07	0,11	0,02	11,72	0,44	0,23	0,013	100,27	Варлаков, 1978
977	Халиловский	перидотит		39,2		0,81	7,39		38,46	0,12			13,59	0,5	0,22	0,013	100,30	Варлаков, 1978
979	Халиловский	перидотит		39,33	0,06	0,23	5,44	0,1	40,2	0,64	0,17	0,03	13,6	0,3	0,28	0,013	100,39	Варлаков, 1978
980	Халиловский	перидотит		39,0		0,95	4,05		40,51	0,73			14,41	0,28	0,48	0,01	100,42	Варлаков, 1978
981	Халиловский	дунит		34,08		0,17	5,06		42,84	0,36			17,26	0,25	0,4	0,011	100,43	Варлаков, 1978
982	Халиловский	перидотит	533	40,04		1,71	6,69		36,17	2,49			13,0	0,17	0,18		100,45	Варлаков, 1978
983	Халиловский	перидотит		41,2	0,06	0,62	8,11	0,12	37,34	0,21	0,1	0,06	11,89	0,53	0,2	0,013	100,45	Варлаков, 1978
984	Халиловский	перидотит	592-4	39,0		1,23	4,05		40,51	0,73			14,41	0,15	0,49		100,57	Варлаков, 1978
985	Халиловский	дунит	20	34,26		2,02	7,14	0,11	40,03	0,66			15,94	0,28	0,16		100,6	Варлаков, 1978
986	Халиловский	дунит-гарцбургит		35,32		0,66	6,54		40,35	0,06			18,05	0,28	0,35	0,014	101,62	Варлаков *

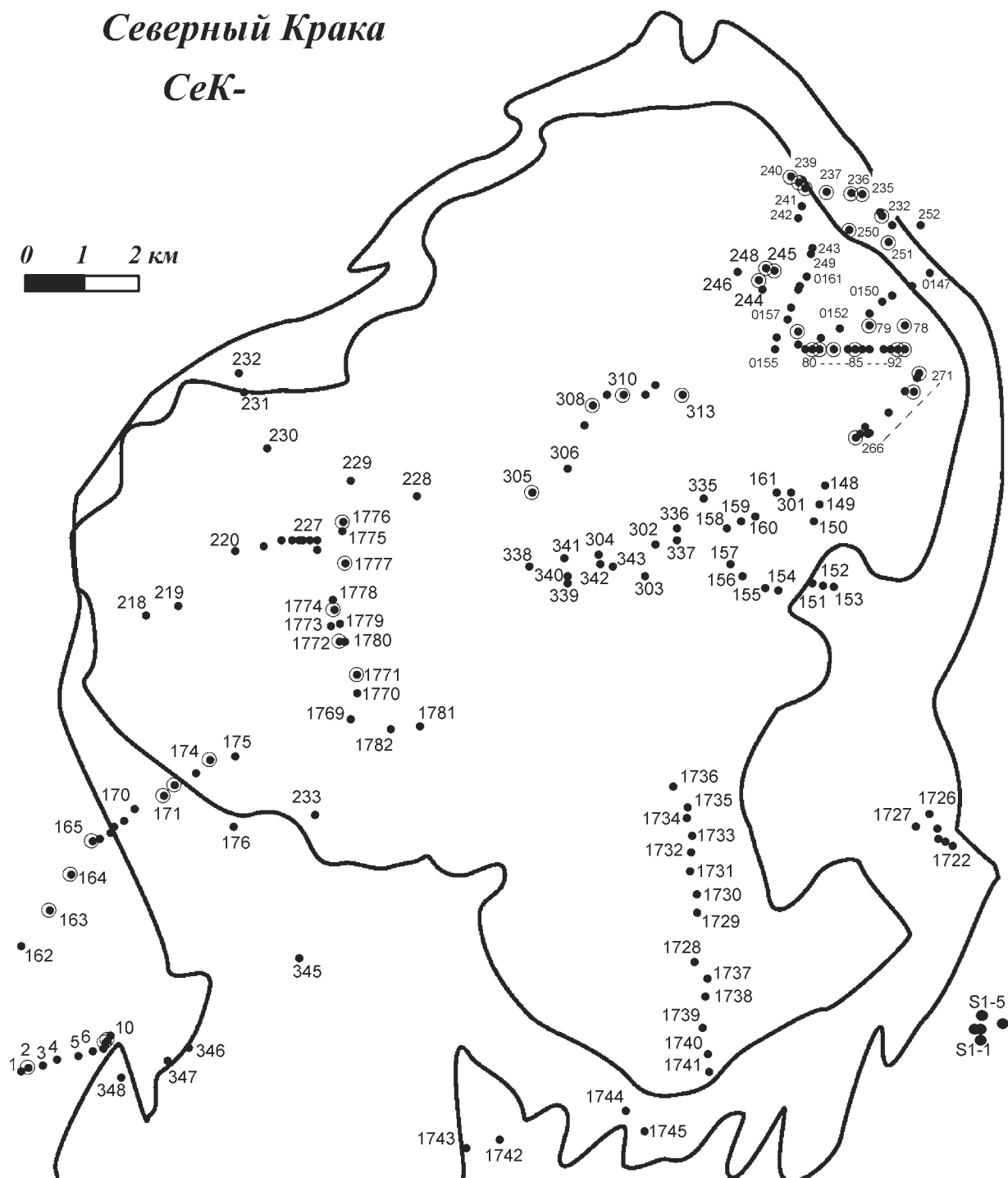
Приложение 2 (стр.23 из 23)

№	массив	порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pph	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма	ссылка
987	Халиловский		592-3	35,32		0,94	6,54		40,35	0,06			16,76	0,27	0,36		100,6	Варлаков, 1978
988	Халиловский	перидотит	592-13	37,32		1,08	5,68		39,72	0,42			15,87	0,32	0,23		100,64	Варлаков, 1978
989	Халиловский	дунит	592-8	33,8		0,61	5,99		41,83	0,48			17,26	0,34	0,34		100,65	Варлаков, 1978
990	Халиловский	перидотит	2288	38,74		0,38	7,62	0,07	37,85	0,89			14,89	0,09	0,33		100,86	Варлаков, 1978
991	Халиловский	перидотит	2208	38,7		1,04	8,6	0,11	37,76	0,36			14,02	0,32	0,27		101,18	Варлаков, 1978
992	Халиловский	дунит	592-6	34,08		0,42	5,06		42,84	0,36			17,79	0,25	0,44		101,24	Варлаков, 1978
993	Халиловский	перидотит	2288	38,09		0,66	7,5	0,07	38,64	0,5			15,34	0,32	0,27		101,39	Варлаков, 1978
994	Юлдашевский		271/264	39,52	0,06	1,04	8,68	0,06	37,08	0,5	0,01		11,4	0,32	0,26		98,93	Эдельштейн, 1964 г.
995	Юлдашевский		513	39,37	0,06	1,99	7,63	0,01	35,97	1,7	0,07		12,3				99,1	Эдельштейн, 1964 г.
996	Юлдашевский		522а	40,5	0,015	1,16	8,27	0,1	36,95	0,28	0,05	0,05	12,23				99,61	Павлов, 1988 г.
997	Юлдашевский		522е	40,66	0,015	0,51	7,25	0,08	37,75	0,42	0,05	0,05	12,15	0,45	0,25		99,64	Павлов, 1988 г.
998	Юлдашевский	перидотиты и серпентиниты	522в	41,59	0,02	0,52	7,46	0,13	37,16	0,58	0,05	0,05	11,51	0,45	0,3		99,82	Павлов, 1988 г.
999	Юлдашевский	по ним	522г	40,12	0,045	1,16	10,43	0,23	35,35	0,7	0,05	0,05	11,7				99,84	Павлов, 1988 г.
1000	Юлдашевский		522д	41,2	0,035	0,97	8,67	0,12	34,34	1,82	0,05	0,05	11,53	1,0	0,11		99,9	Павлов, 1988 г.
1001	Юлдашевский		975	39,87	0,07	1,42	7,37	0,06	38,68	0,25	0,04	0,01	12,16				99,93	Эдельштейн, 1964 г.
1002	Юлдашевский		522г	40,0	0,025	0,78	8,45	0,08	36,16	0,42	0,05	0,05	12,41	1,45	0,15		100,03	Павлов, 1988 г.
1003	Юлдашевский		522ж	40,0	0,02	0,65	7,95	0,08	36,36	1,4	0,05	0,27	12,86	0,46	0,27		100,37	Павлов, 1988 г.

Примечание: знак * означает, что данные цитируются по работе И.А. Малахова [1966]

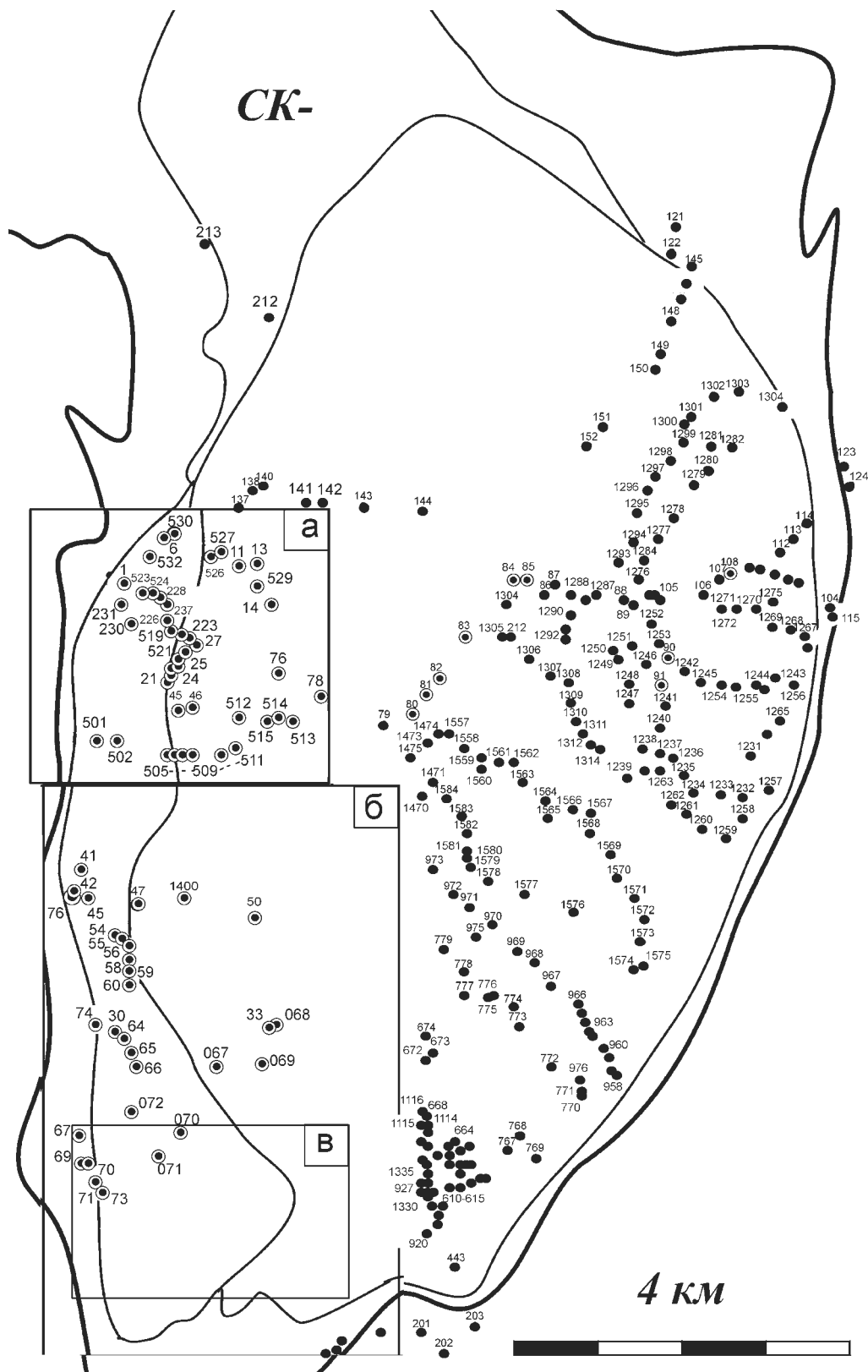
ГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ КАРТЫ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Приложение 3

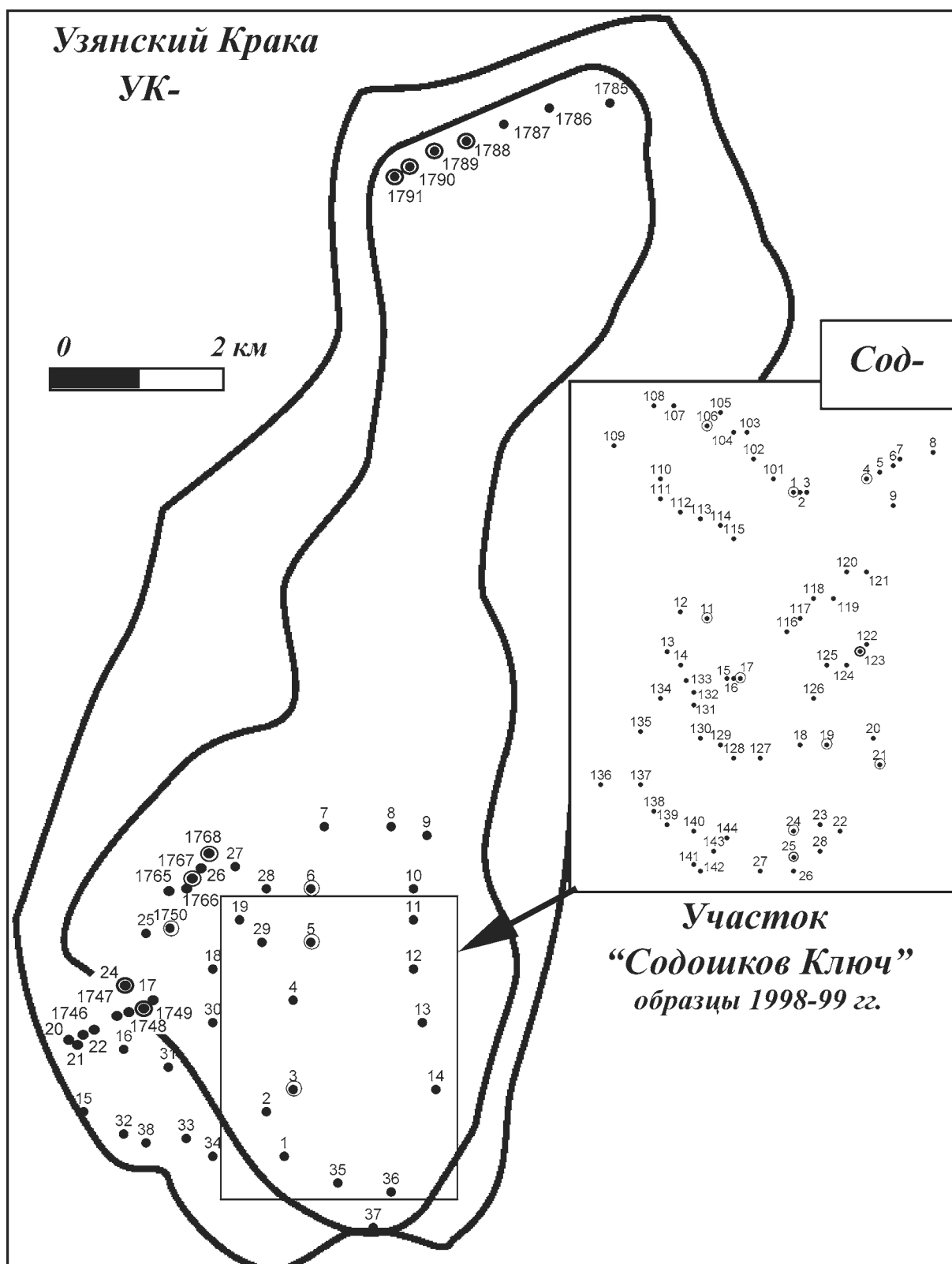


Примечание: здесь и далее обведены номера обнажений, для которых выполнены химические анализы

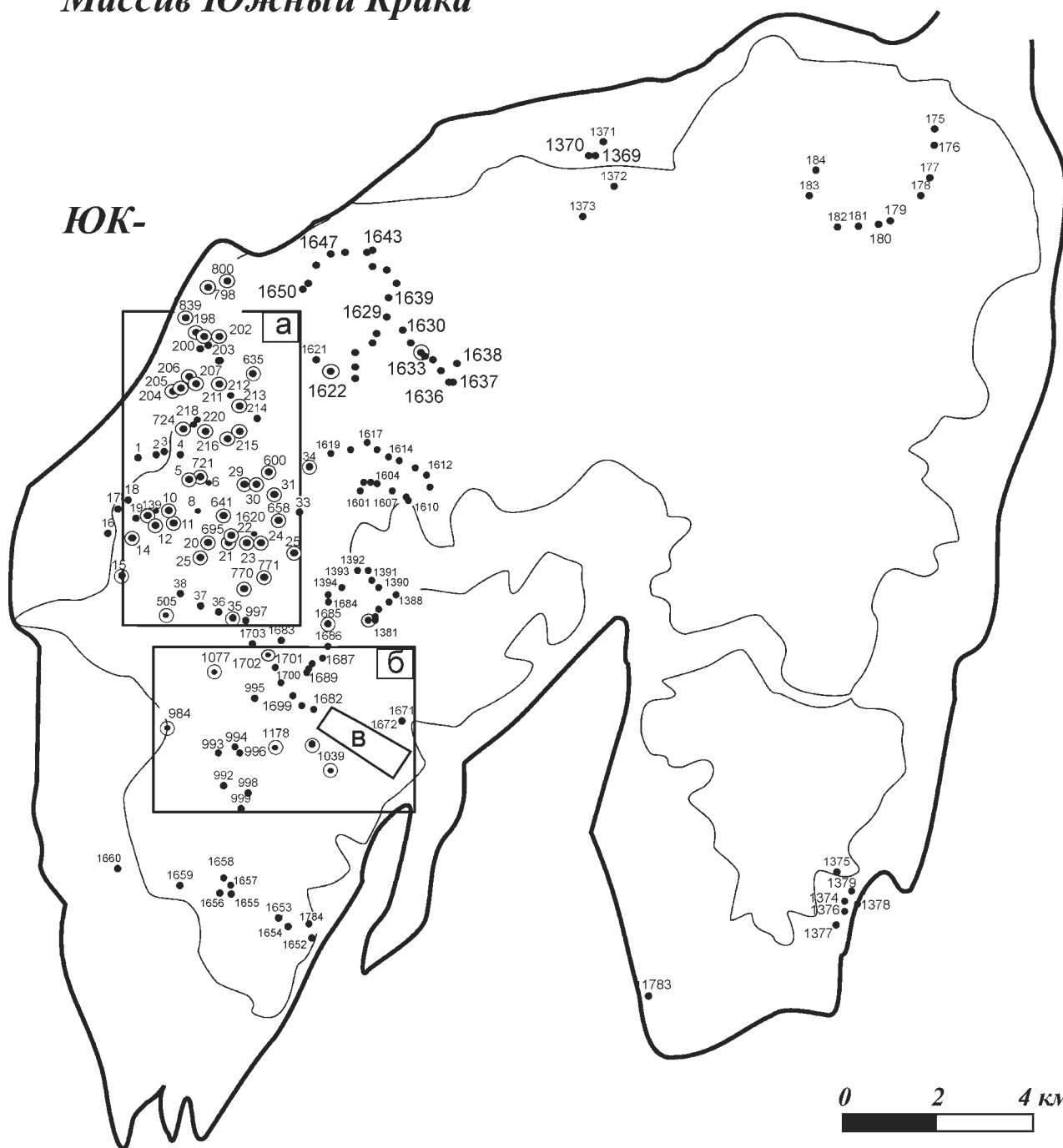
Массив Средний Крак



Примечание: контурами выделены Сухолядовский участок (А), Саксей-Ключевская площадь (Б), включающая в себя Хамитовскую площадь (В)

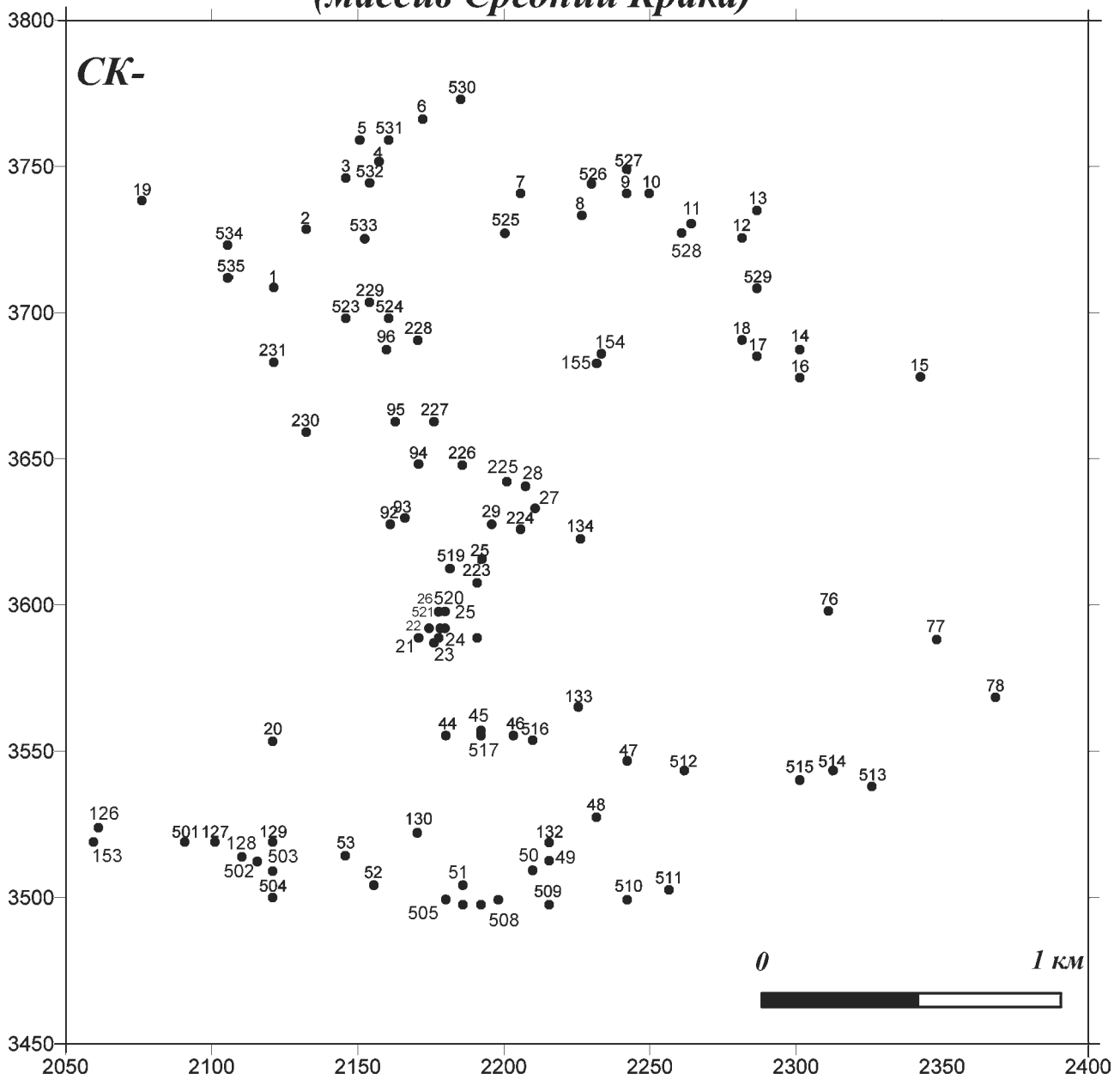


Массив Южный Крак



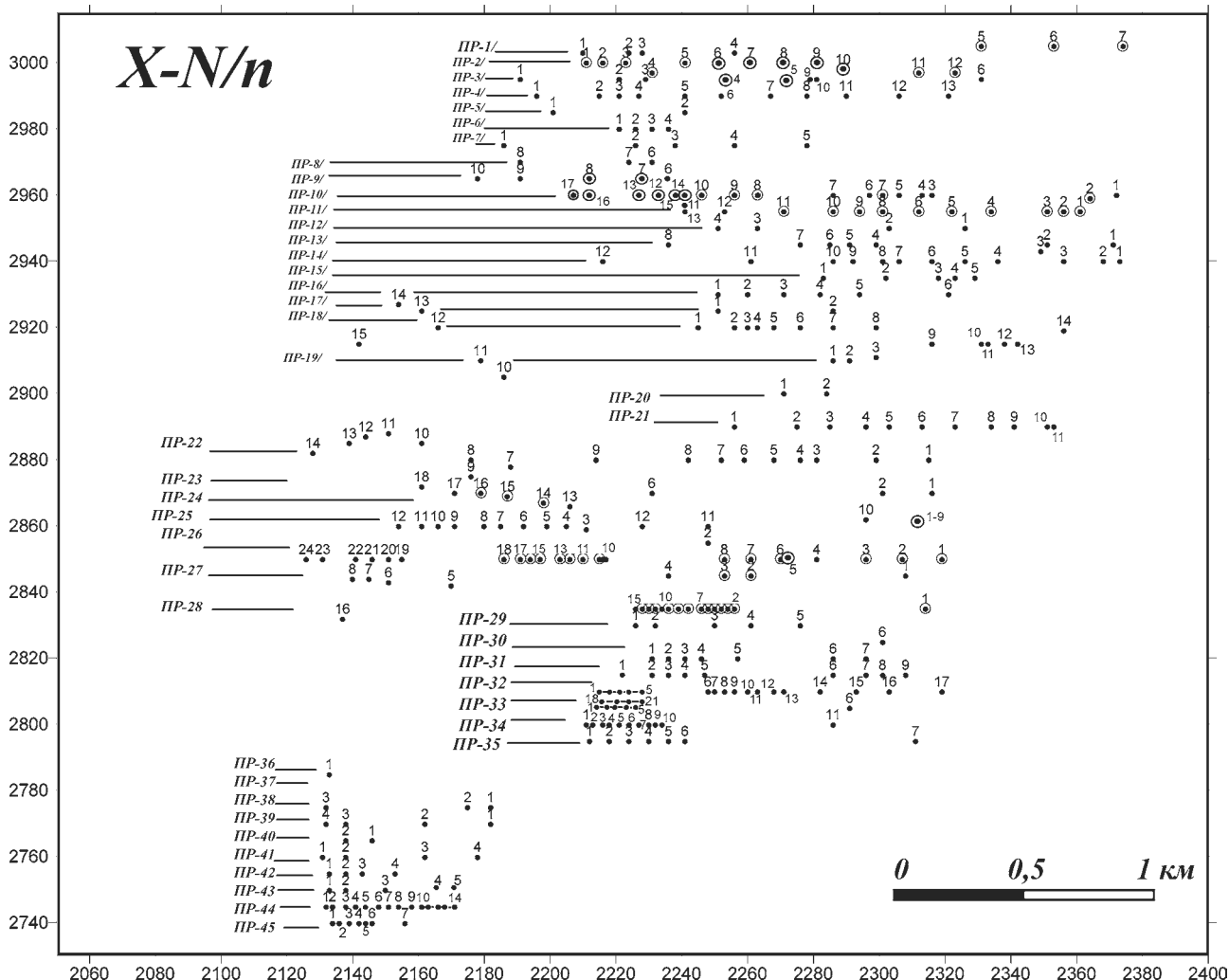
Примечание: контурами выделены площади, в пределах которых проведены более детальные исследования (А — Апшакская, Б — Мало-Башартовская, В — месторождение им. Менжинского)

*Сухолядовский участок
(массив Средний Крака)*

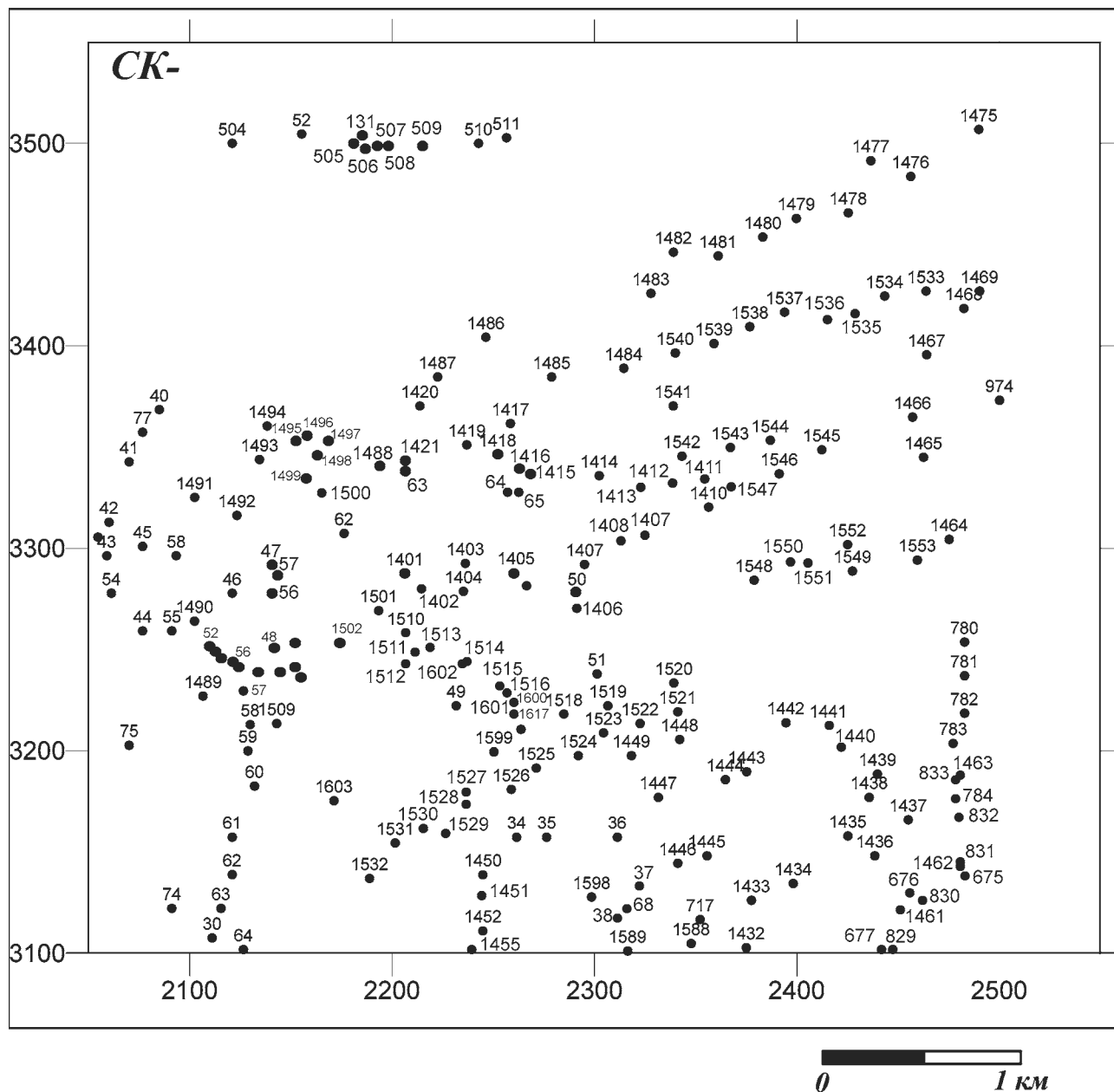


Примечание: координаты X и Y даны в условных единицах, система координат принята одна и та же для всех четырех массивов Крака

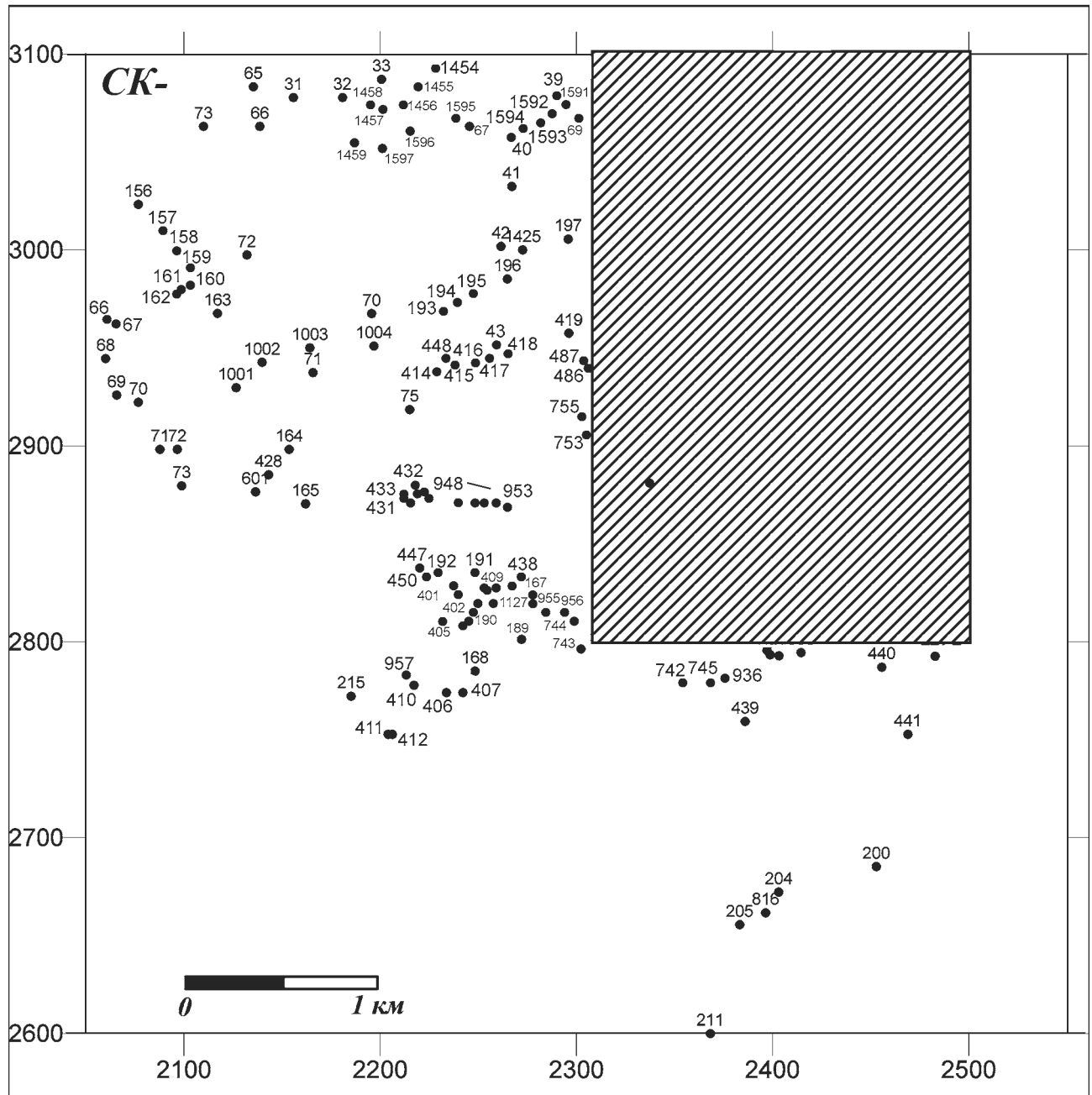
Хамитовская площадь массива Средний Крак образцы 1997 г.



*Саксей-Ключевская площадь массива Средний Крак
образцы 1994-2004 гг. северная часть*



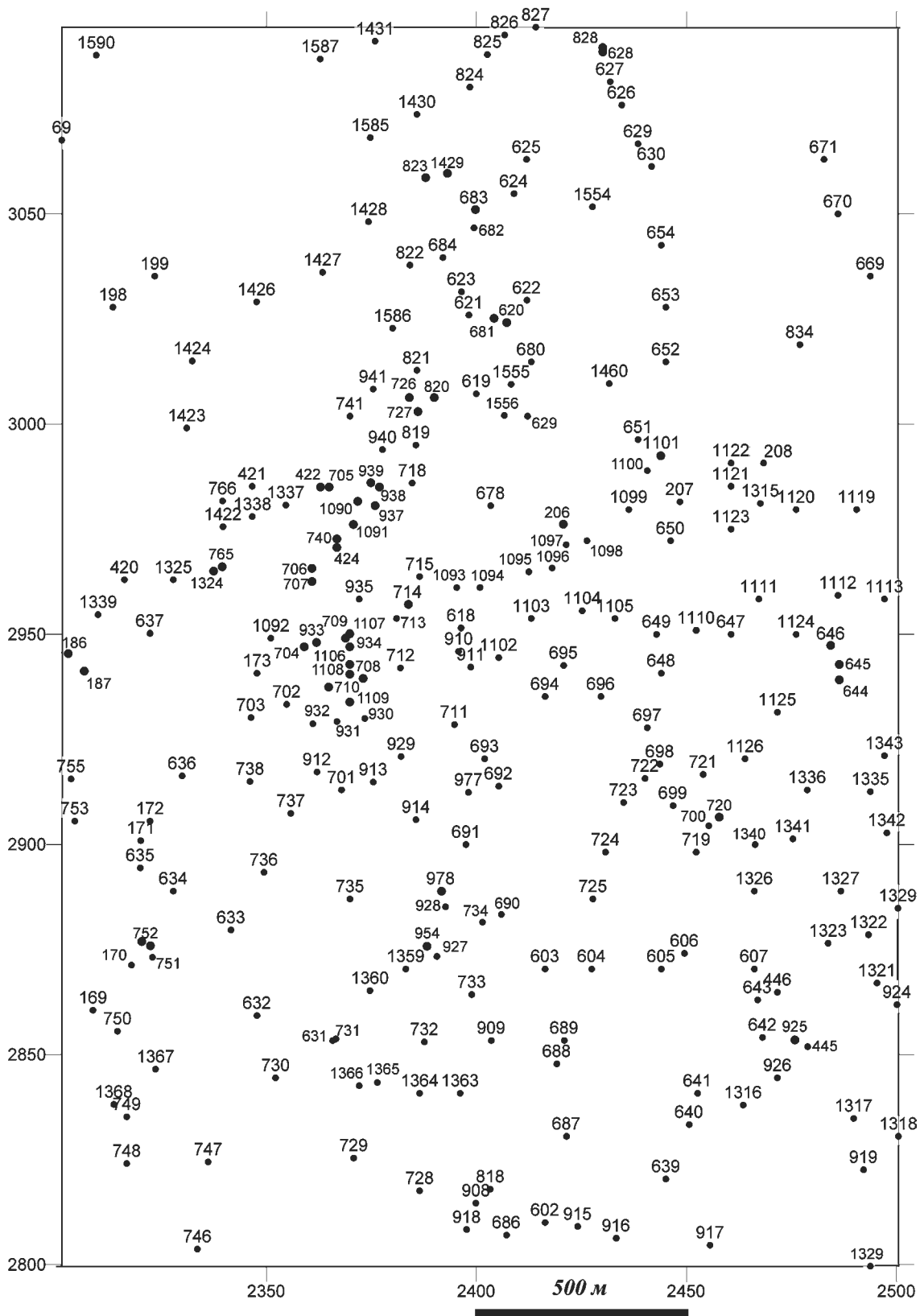
Саксей-Ключевская площадь массива Средний Крак
южная часть
образцы 1994-2004 гг.



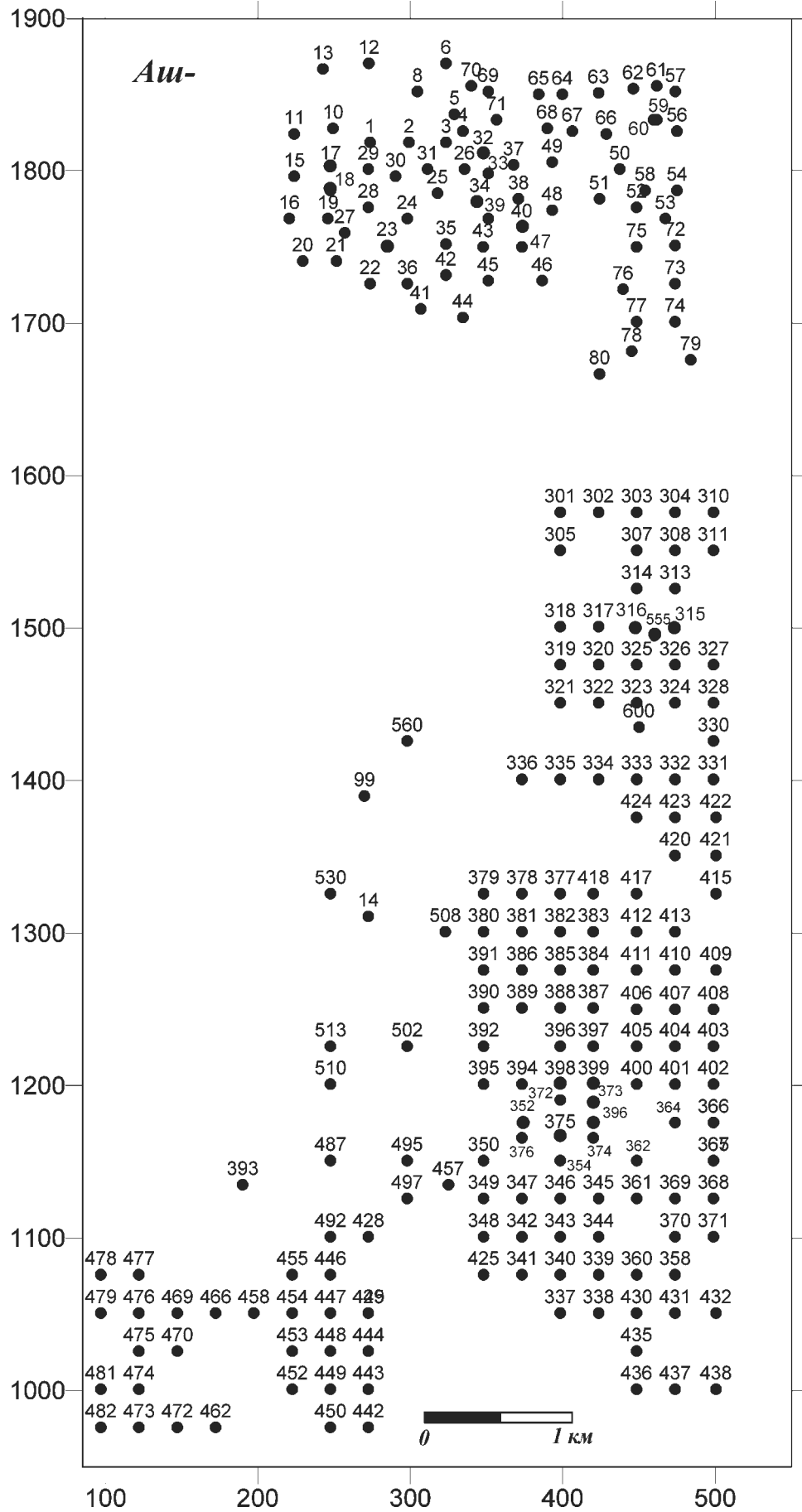
Примечание: заштрихован участок, прилегающий к Саксейскому и Шатранскому месторождениям, данные по нему приведены отдельно на следующем листе

*Площадь, прилегающая к месторождениям
Саксей и Шатран*

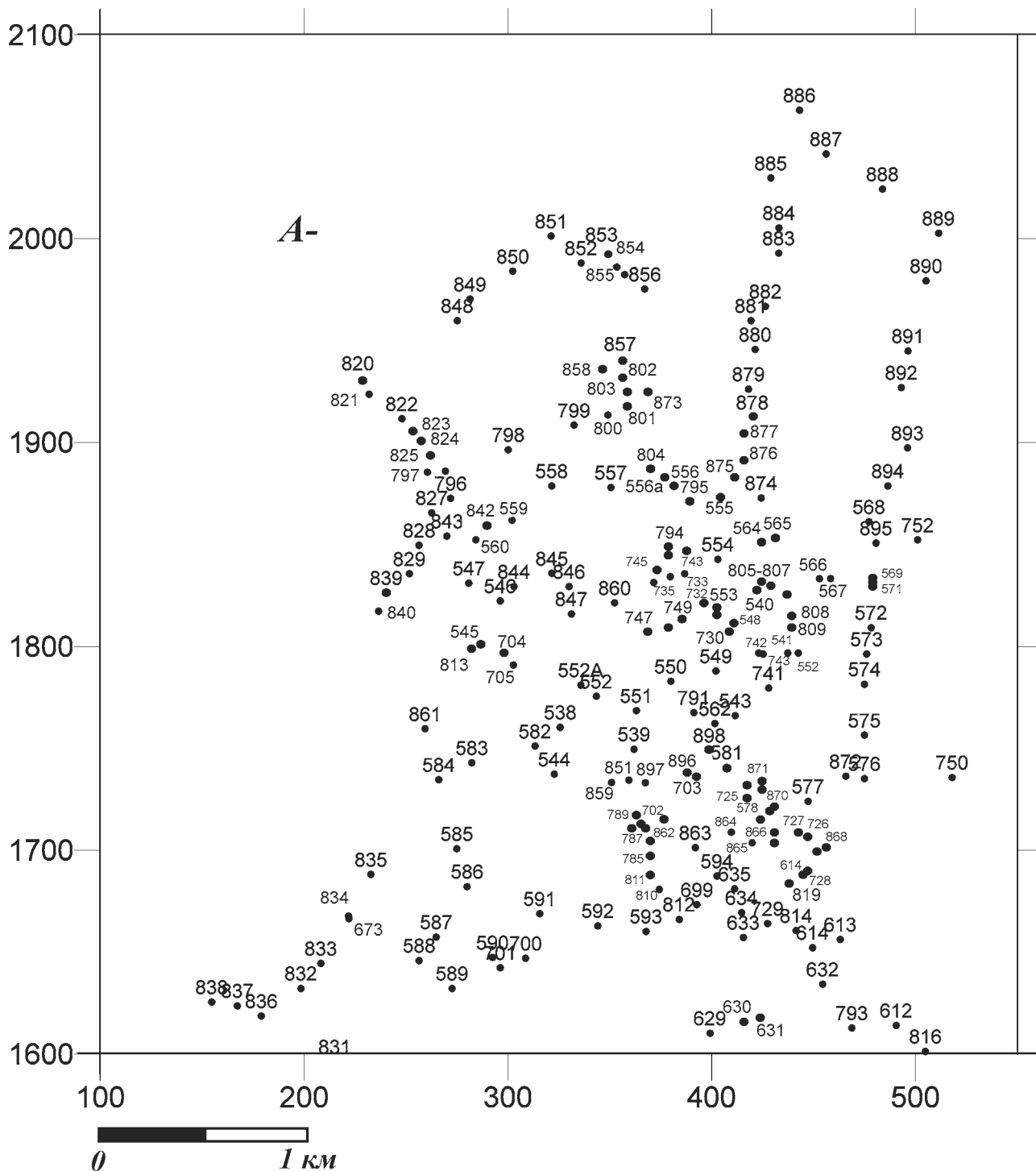
СК-



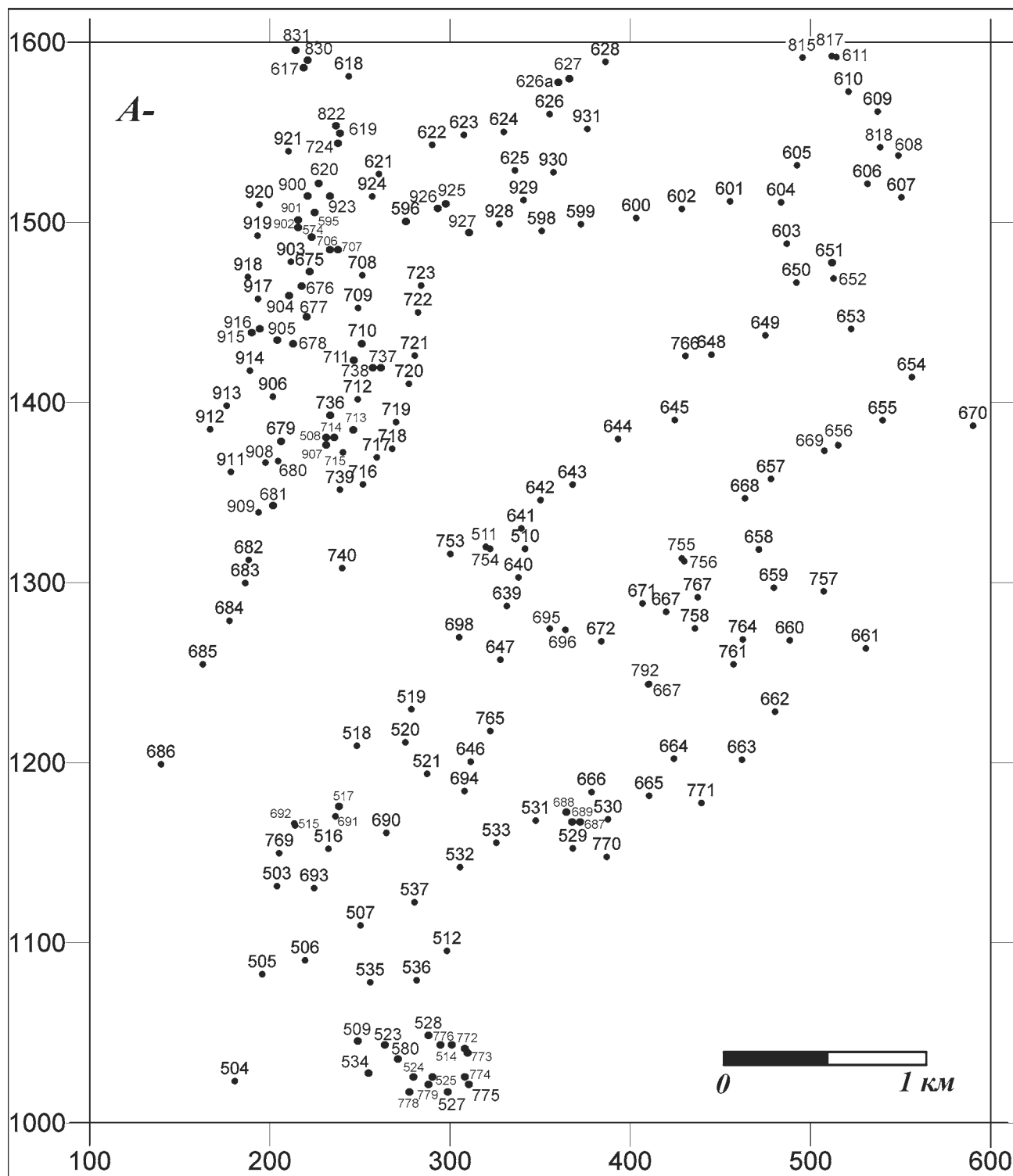
*Ашакская площадь массива Южный Крак
образцы 1995 г.*



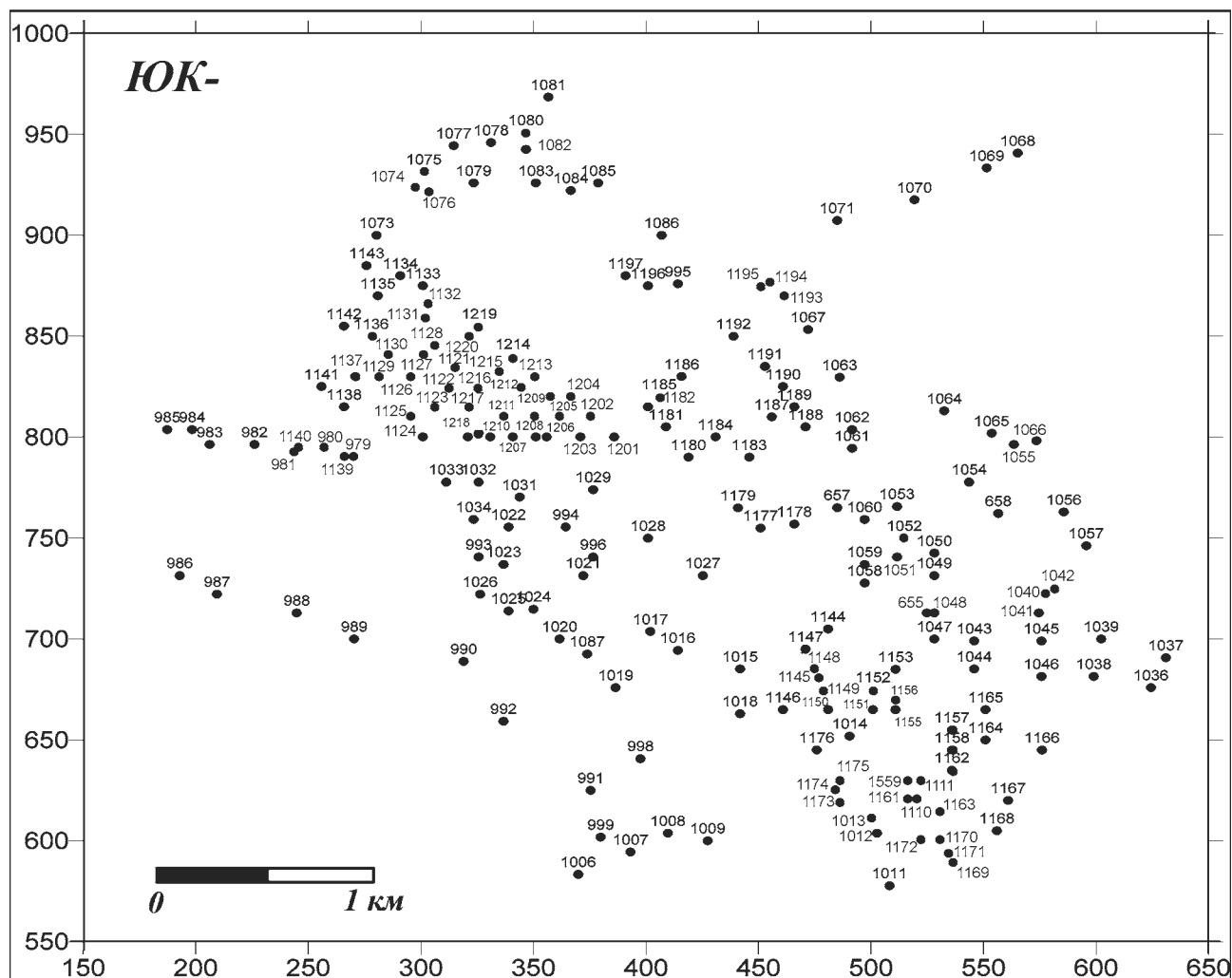
*Апшакская площадь массива Южный Крак
северная часть
(образцы 2002-2004 гг.)*

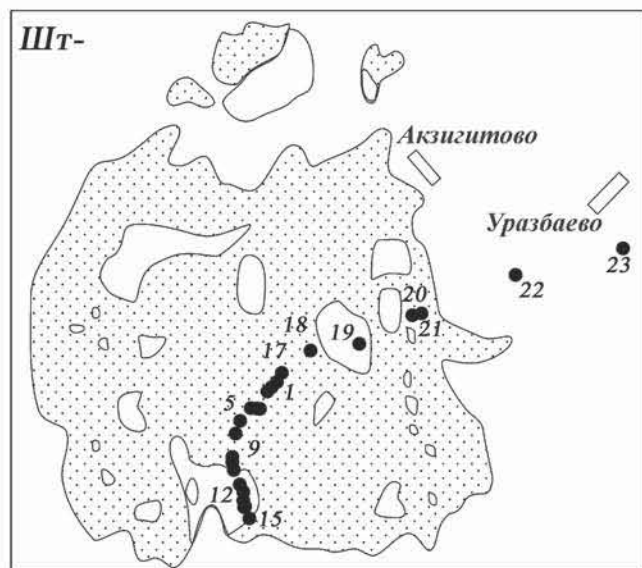
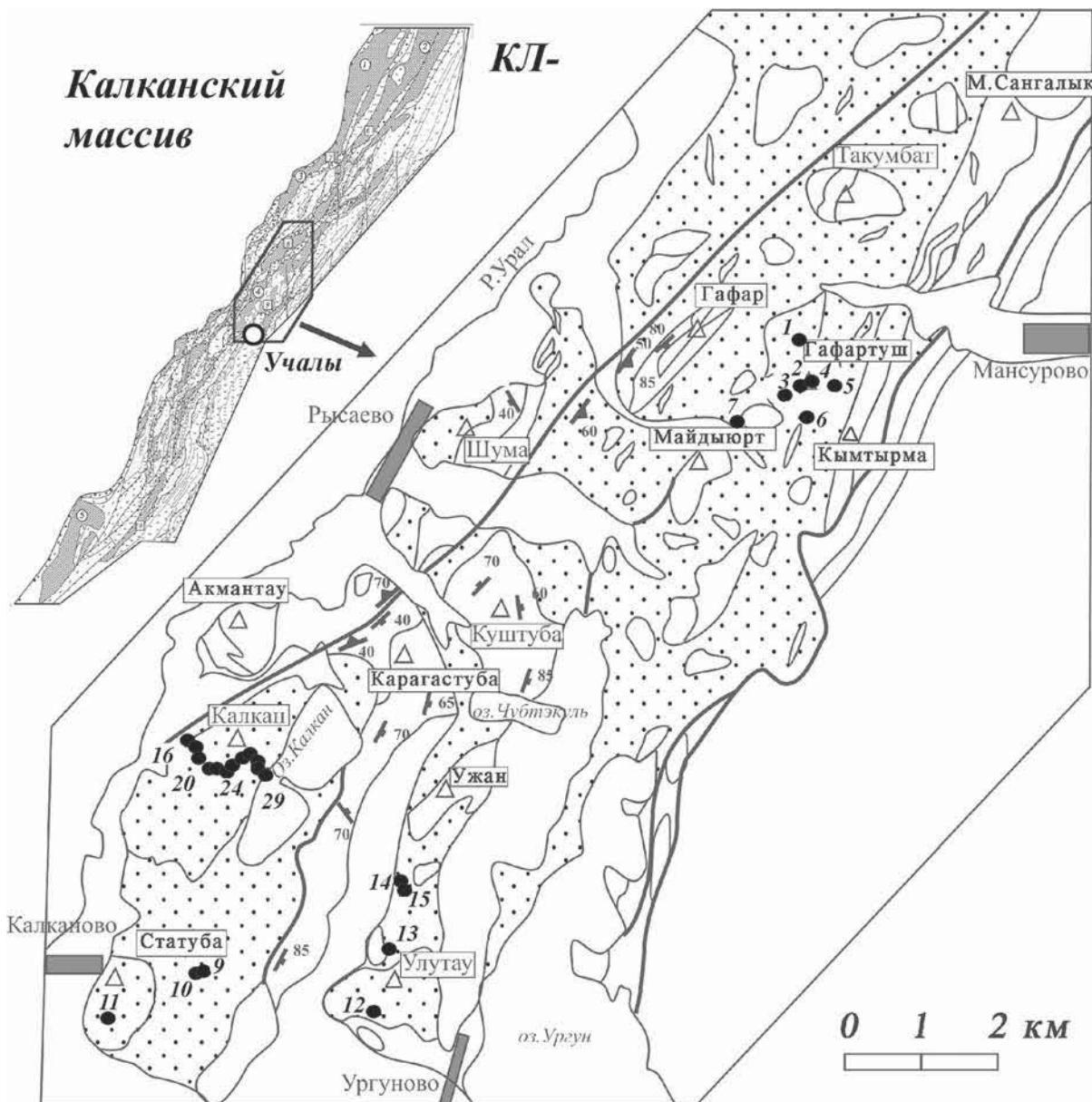


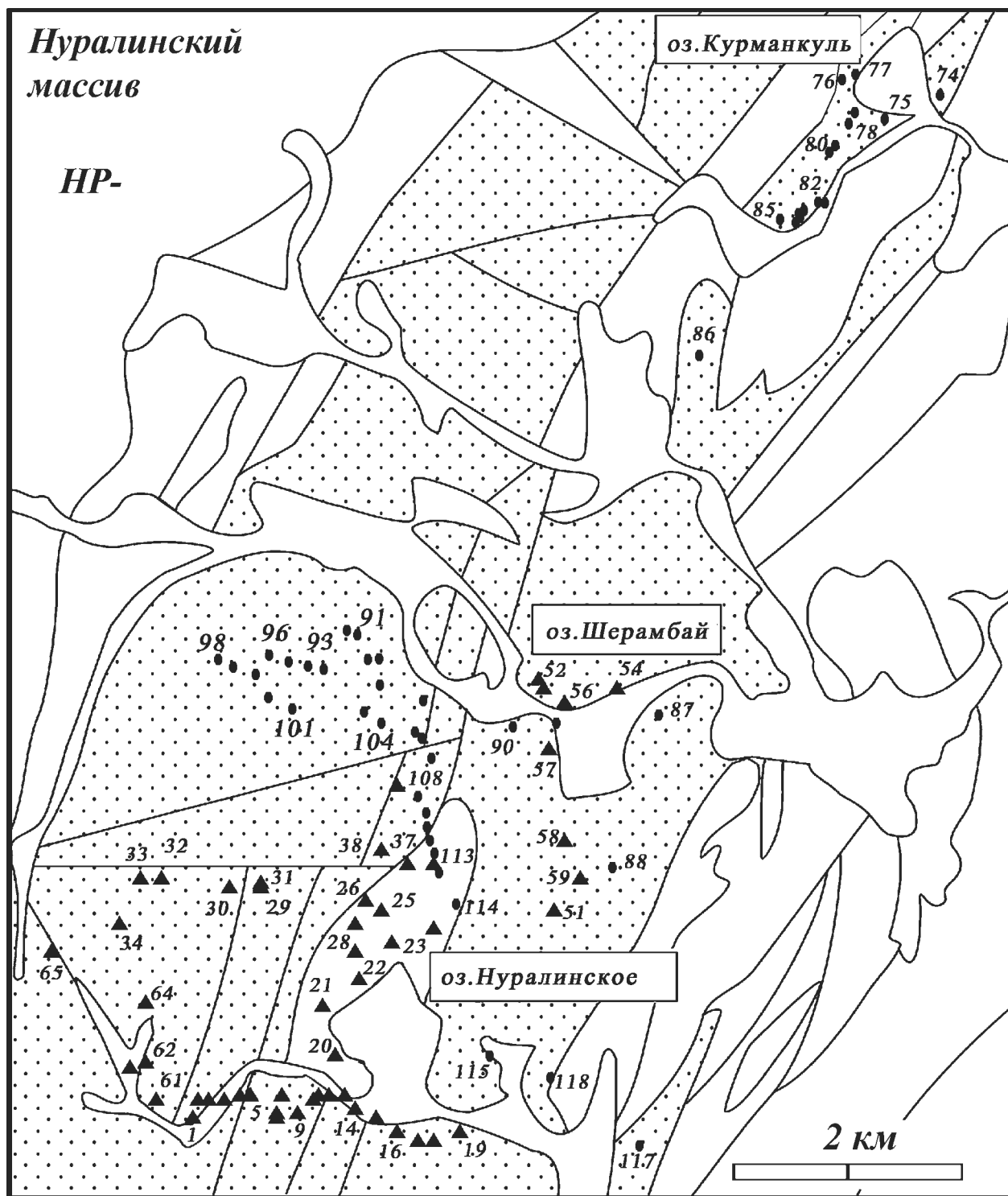
*Апшакская площадь массива Южный Крака,
южная часть
(образцы 2002-2004 гг)*

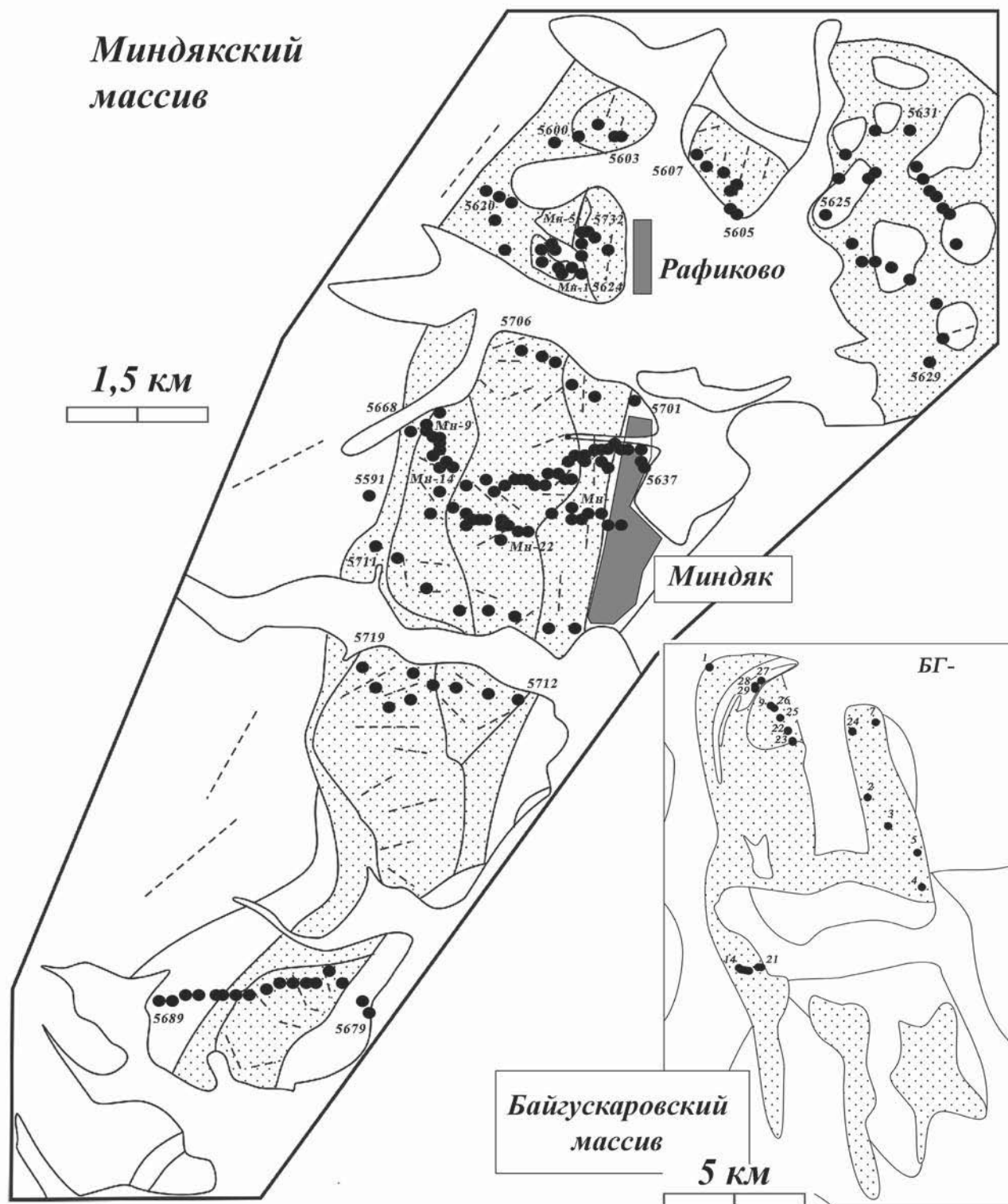


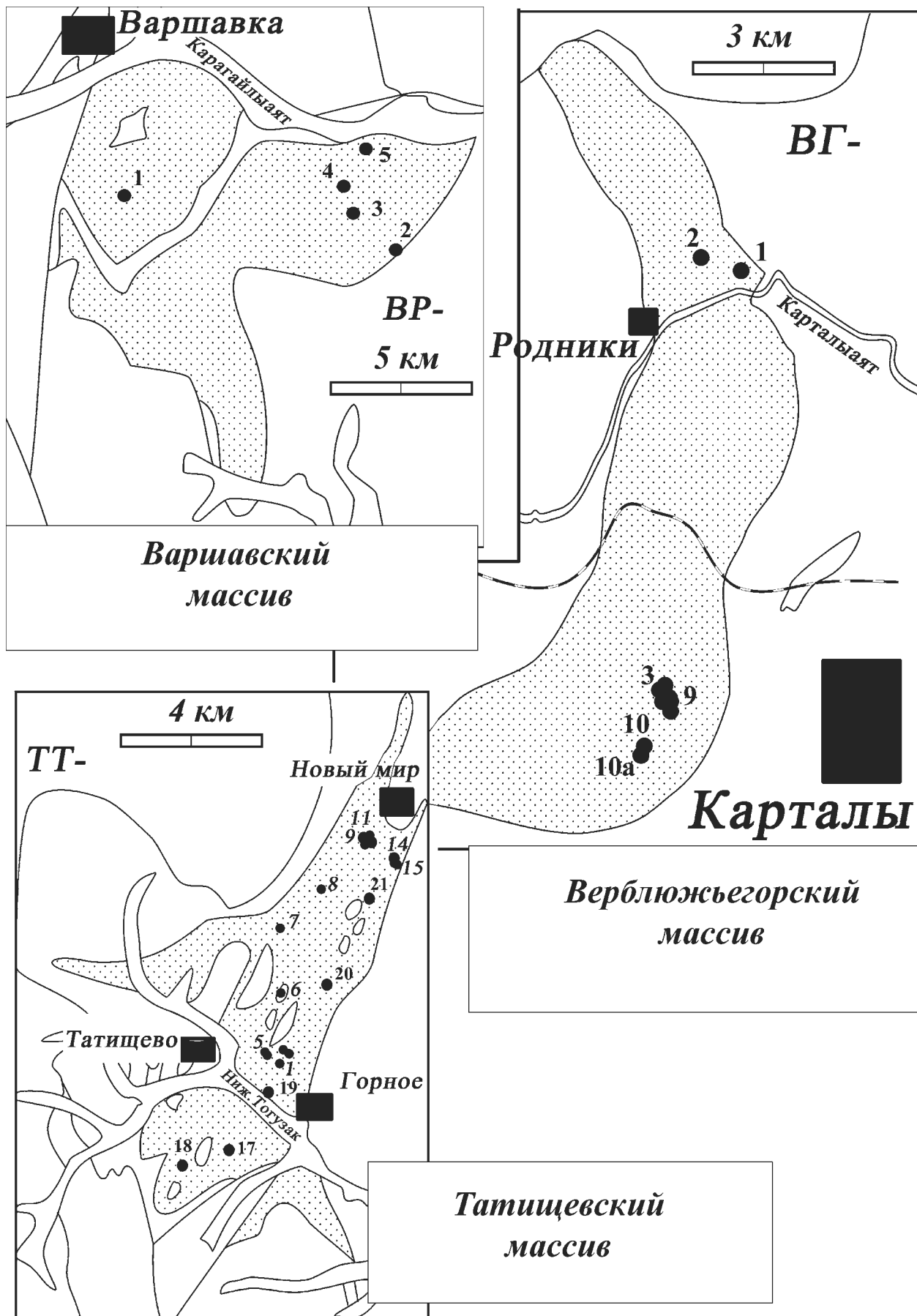
Мало-Башартовская площадь массива Южный Крак

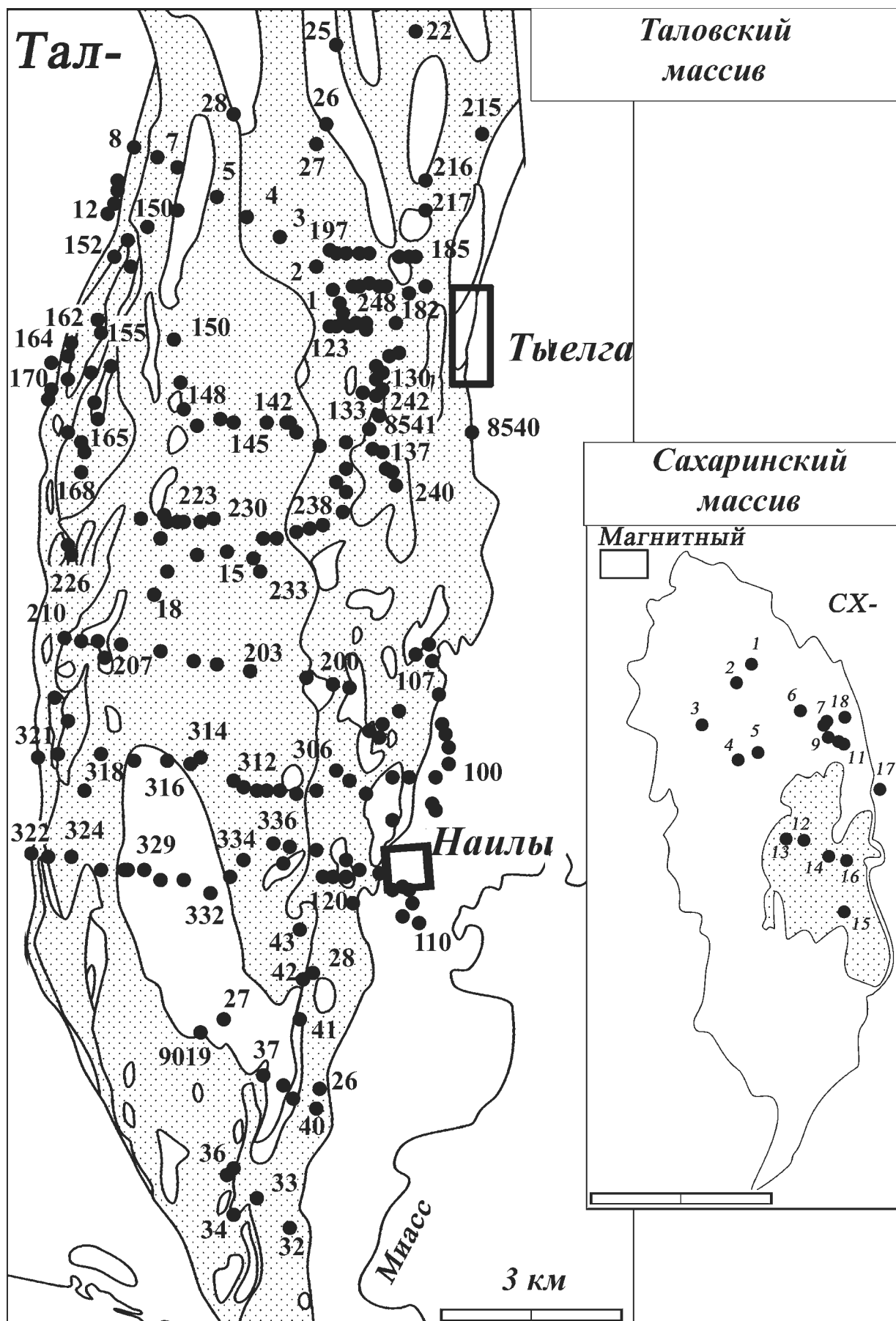


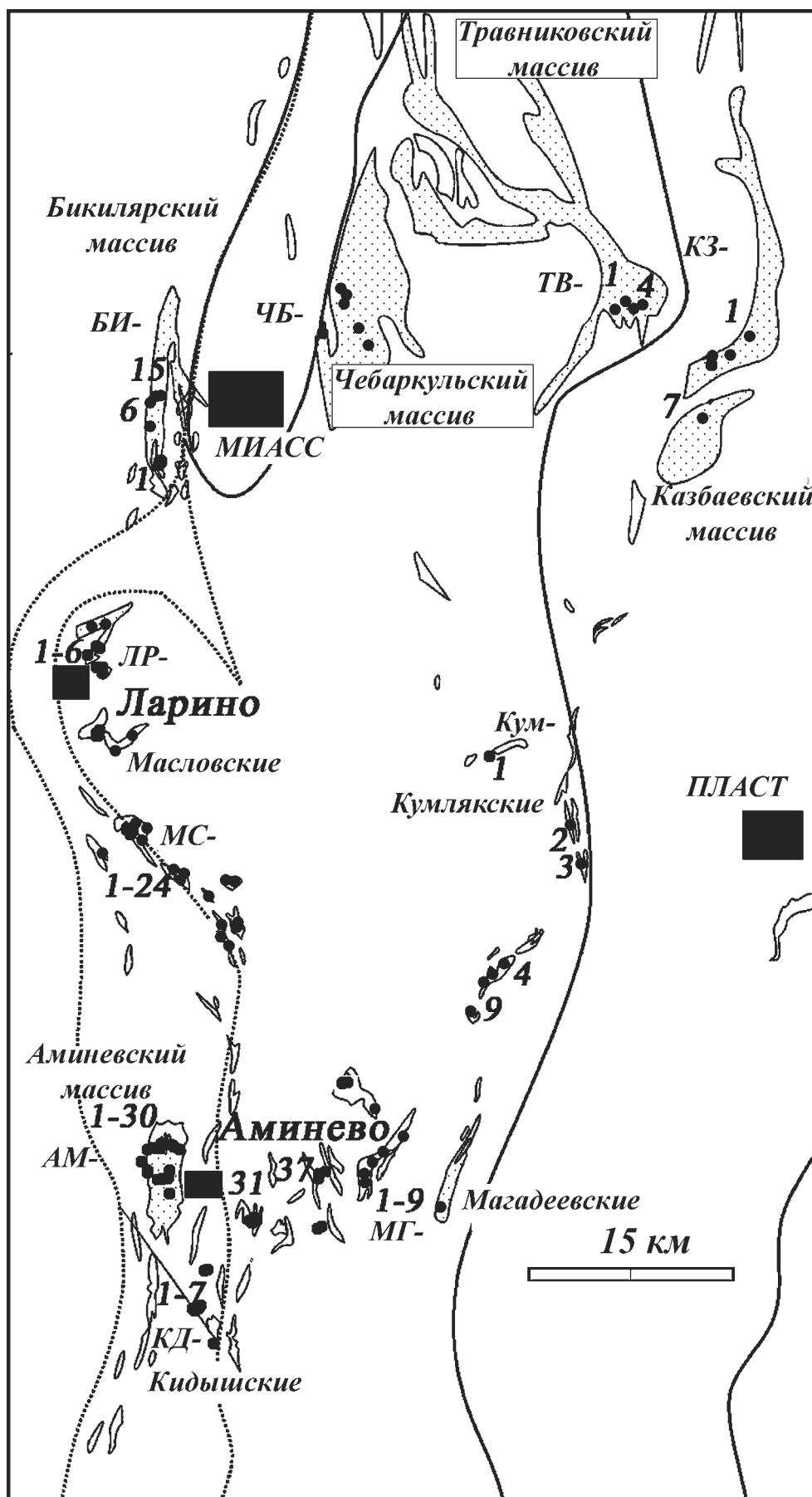


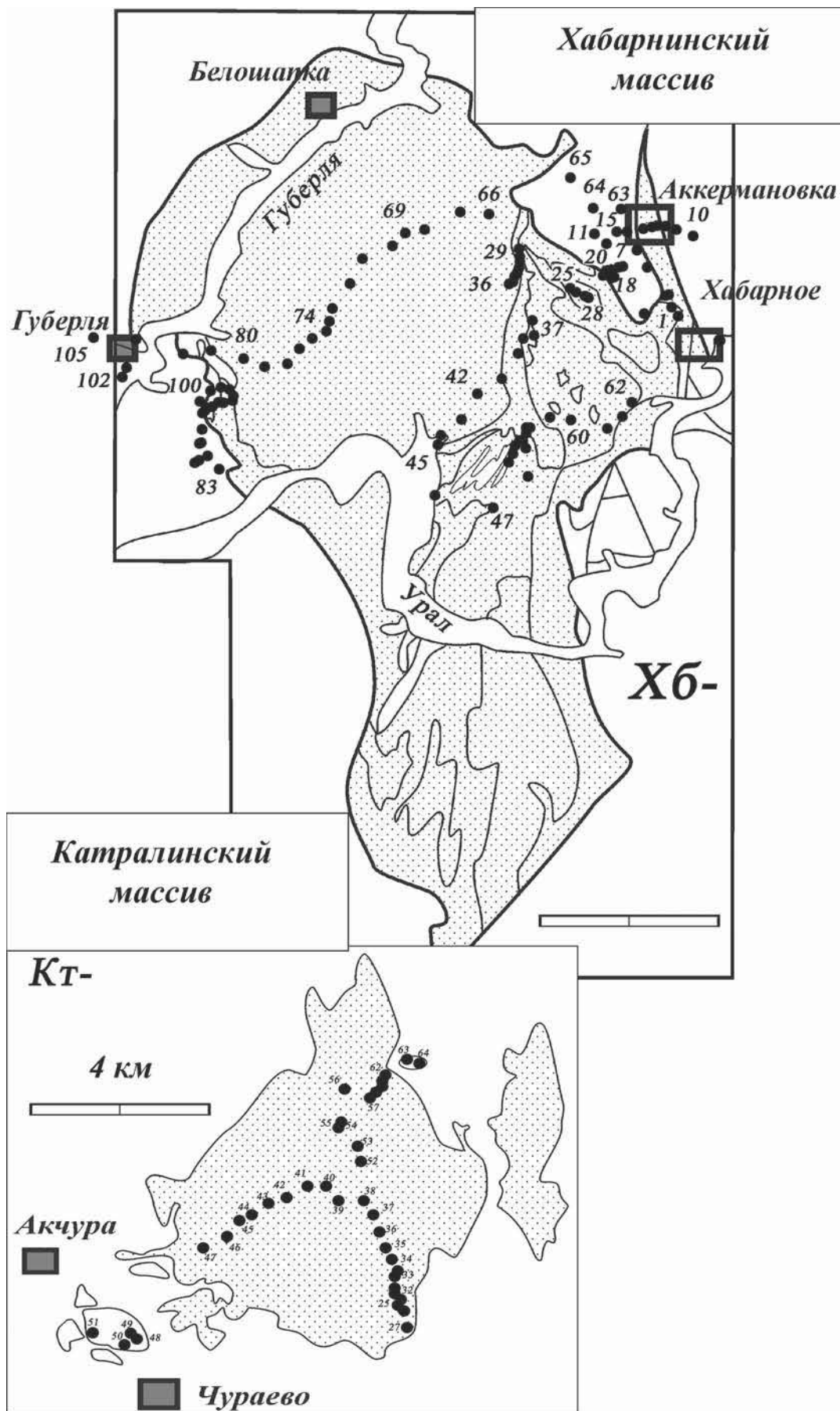


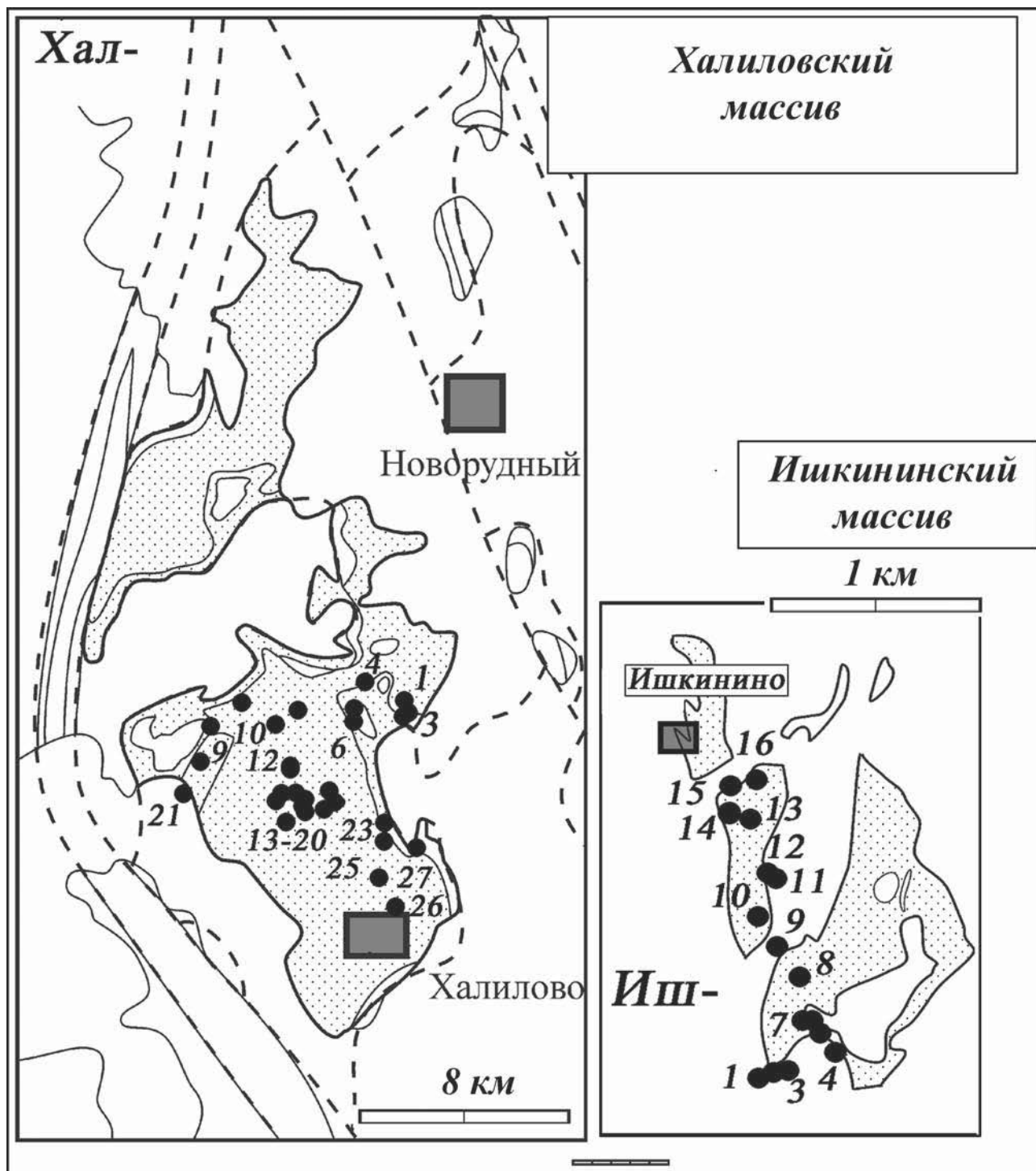












Содержание

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА	5
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ	8
2.1. Гипербазиты западного склона Южного Урала	13
2.1.1. Массивы Крака	13
2.1.2. Гипербазиты северной части Сакмарской зоны	23
2.1.3. Гипербазиты зоны Уралтау	27
2.2. Главный гипербазитовый пояс Южного Урала	29
2.2.1. Гипербазиты зоны сочленения Южного и Среднего Урала	29
2.2.1.1. Гипербазиты листа N-41-I	29
2.2.1.2. Таловский массив	31
2.2.2. Гипербазиты северной части Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны	35
2.2.2.1. Нуралинский массив	36
2.2.2.2. Миндякский массив	41
2.2.2.3. Калканский массив	44
2.2.3. Гипербазиты южной части Главного пояса	46
2.2.3.1. Халиловский массив	52
2.2.3.2. Ишкининский массив	53
2.2.3.3. Хабарнинский массив	55
2.2.3.4. Кемпирсайский массив	60
2.3. Гипербазиты Восточно-Уральской мегазоны	67
2.3.1. Гипербазиты северной части мегазоны	67
2.3.2. Гипербазиты центральной части мегазоны	67
2.3.3. Гипербазиты южной части мегазоны	71
Глава 3. ПЕТРОХИМИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА	76
3.1. Гипербазиты западного склона Южного Урала	79
3.1.1. Массивы Крака	79
3.1.2. Гипербазиты зоны Уралтау	86
3.1.3. Гипербазиты северной части Сакмарской зоны	91
3.2. Главный гипербазитовый пояс Южного Урала	94
3.2.1. Гипербазиты зоны сочленения Южного и Среднего Урала	94
3.2.1.1. Гипербазиты листа N-41-I	94
3.2.1.2. Таловский массив	99
3.2.2. Гипербазиты северной части Вознесенско-Присакмарской зоны	103
3.2.3. Гипербазиты южной части Главного пояса	111
3.3. Гипербазиты Восточно-Уральской мегазоны	120
3.3.1. Гипербазиты северной части мегазоны	120
3.3.2. Гипербазиты центральной части Восточно-Уральской и восточной части Магнитогор- ской мегазон	124
3.3.2. Гипербазиты южной части Восточно-Уральской мегазоны	128
3.4. Акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды гипербазитовых массивов Южного Урала .	134
3.5. Взаимосвязь геохимических особенностей гипербазитов с их тектоническим положением	147

Глава 4. ХРОМИТОНОСНОСТЬ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА	153
4.1.1. Гипербазиты западного склона Южного Урала	153
4.1.1. Массивы Крака	153
4.1.1.1. Северный Крака	153
4.1.1.2. Узянский Крака	153
4.1.1.3. Средний Крака	154
4.1.1.4. Южный Крака	166
4.2. Гипербазиты Главного гипербазитового пояса	191
4.2.1. Таловский массив	191
4.2.2. Нуралинский массив	193
4.2.3. Калканский массив	196
4.2.4. Юлдашевский массив	197
4.2.5. Халиловский массив	199
4.2.6. Хабаровинский массив	202
4.2.7. Кемпирсайский массив	205
4.3. Гипербазиты Восточно-Уральской мегазоны	212
4.3.1. Верблюжьегорский массив	212
4.3.2. Татищевский массив	220
4.3.3. Варшавский массив	222
Глава 5. МОДЕЛЬ ХРОМИТООБРАЗОВАНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ	223
5.1. Развитие взглядов на генезис хромитов альпинотипной формации	223
5.2. Об источнике рудного вещества для месторождений хромитов	225
5.3. О возможном механизме образования рудных тел	229
5.4. О роли флюидов в генезисе хромитов	236
5.5. Тектоно-метаморфическая дифференциация вещества на различных глубинных уровнях	237
5.6. Роль структур «будинаж» в локализации оруденения и эволюция хромитообразования	242
5.7. Преобразование мантийных ультрабазитов в коровых условиях	247
5.8. Типизация хромитопроявлений в альпинотипных гипербазитах Южного Урала	251
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	256
Список литературы	259
Табличные приложения. Химические анализы гипербазитов Южного Урала	266
Графические приложения. Карты фактического материала	297

Научное издание

Савельев Д. Е.
Сначев В. И.
Савельева Е. Н.
Бажин Е. А.

**ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ И ХРОМИТОНОСНОСТЬ
ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО УРАЛА**

Верстка А. П. Черникова

Издательство ООО «ДизайнПолиграфСервис»
450000, г. Уфа, ул. К. Маркса, 37, кор. 3, 2 эт.;
тел./факс (347) 291-13-60

Подписано в печать 05.09.2008.
Формат 60×84/8. Бумага офсетная. Гарнитура «Newton».
Печать офсетная. Усл. печ. л. 37,20. Уч.-изд. л. 41,42.
Тираж 250 экз. Заказ 408

Отпечатано в полном соответствии с представленным оригинал-макетом
в ООО «ДизайнПолиграфСервис»